



สำนักงานคณะกรรมการการอุดมศึกษา  
กระทรวงศึกษาธิการ  
<http://www.nsoa.go.th>



สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย  
The Thailand Research Fund

## รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

อัตราการกัดเซาะชายฝั่งจากชายฝั่งทะเลอันดามันและชายฝั่งอ่าวไทย

(Rate of coastal erosion from the Andaman and the Gulf of Thailand coasts)

โดย มนตรี ชูวงศ์ และคณะ

กรกฎาคม 2548



สำนักงานคณะกรรมการการอุดมศึกษา  
กระทรวงศึกษาธิการ  
<http://www.mua.go.th>



สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย  
The Thailand Research Fund

## รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

อัตราการกัดเซาะชายฝั่งจากชายฝั่งทะเลอันดามันและชายฝั่งอ่าวไทย  
(Rate of coastal erosion from the Andaman and the Gulf of Thailand coasts)

โดย มนตรี ชูวงศ์ และคณะ

กรกฎาคม 2548

สัญญาเลขที่ MRG4680091

## รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ อัตราการกัดเซาะชายฝั่งจากชายฝั่งทะเลอันดามันและชายฝั่งอ่าวไทย  
(Rate of coastal erosion from the Andaman and the Gulf of Thailand coasts)

มนตรี ชวงษ์

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

ปัญญา จารุศิริ

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

สนับสนุนโดยสำนักงานคณะกรรมการการอุดมศึกษา และสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย

(ความเห็นในรายงานนี้เป็นของผู้วิจัย สกอ. และ สกว. ไม่จำเป็นต้องเห็นด้วยเสมอไป)

## รายงานวิจัยฉบับสมบูรณ์

โครงการ อัตราการศึกษาชายฝั่งจากชายฝั่งทะเลอันดามันและชายฝั่งอ่าวไทย  
(Rate of coastal erosion from the Andaman and the Gulf of Thailand coasts)

### สรุปสำหรับผู้บริหาร (Executive summary)

การดำเนินงานโครงการวิจัยนี้ได้เปลี่ยนแผนการดำเนินงานไปบ้างในช่วงต้นของระยะดำเนินงานปีที่ 2 อันเนื่องมาจากเหตุการณ์แผ่นดินไหวเมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2547 ที่ส่งผลให้เกิดสึนามิพัดเข้าสู่ชายฝั่งทะเลอันดามัน ซึ่งเดิมงานวิจัยนี้ไม่ได้จัดให้พื้นที่ดังกล่าวเป็นพื้นที่ที่อยู่ในลำดับต้นๆ ที่พบการกัดเซาะชายฝั่ง และไม่ได้กำหนดไว้ในแผนงานการศึกษา (ดังได้อ้างถึงแล้วในรายงานความก้าวหน้ารอบ 18 เดือน) สึนามิได้ก่อให้เกิดความสูญเสียต่อชีวิต ทรัพย์สิน และความสมดุลทางกายภาพ โดยเฉพาะความสมดุลของตะกอนชายฝั่งที่พบการกัดเซาะอย่างรวดเร็วในบางพื้นที่ ผู้ดำเนินโครงการวิจัยและนักวิจัยที่ปรึกษาจึงมีความเห็นร่วมกันว่า มีความจำเป็นต้องขยับที่จะต้องรายงาน วิเคราะห์ และบันทึกข้อมูลประวัติศาสตร์ของธรณิพิบัติภัย โดยเฉพาะการกัดเซาะชายฝั่งในแถบทะเลอันดามันอันเนื่องมาจากเหตุการณ์สึนามิในครั้งนี้

แผนงานของโครงการเดิมในปีแรกได้กำหนดไว้ชัดเจนว่าต้องทำการคัดเลือกพื้นที่ที่สามารถศึกษาอัตราการกัดเซาะชายฝั่งได้อย่างสมบูรณ์ คือ เป็นพื้นที่ที่พบการกัดเซาะและการสะสมตัวที่ชัดเจนเพื่อที่จะสามารถระบุแหล่งที่มาของตะกอน ทิศทางการพัดพา และการเปลี่ยนแปลงรูปร่างของหาด ที่จะบ่งบอกไปถึงอัตราการกัดเซาะได้ จำนวน 5 พื้นที่ ซึ่งได้แก่ 1. ชายฝั่งทะเลบริเวณบ้านฉาง จังหวัดระยอง 2. ชายฝั่งทะเลบริเวณปากน้ำปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ 3. ชายฝั่งทะเลบริเวณหาดนอกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ 4. ชายฝั่งทะเลบริเวณแหลมตะลุมพุก จังหวัดนครศรีธรรมราช และ 5. ชายฝั่งทะเลบริเวณบางขุนเทียน กรุงเทพมหานคร แต่ภายหลังจากวิเคราะห์ข้อมูลทางธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่งโดยละเอียดแล้วก่อปรกกับเหตุการณ์สึนามิเกิดขึ้น คณะผู้วิจัยได้ปรับเปลี่ยนพื้นที่ไปจากเดิมและจัดลำดับความสำคัญของพื้นที่ศึกษาขึ้นมาใหม่โดยกำหนดให้มีพื้นที่เร่งด่วนในการศึกษาอัตราการกัดเซาะชายฝั่งทะเลใน 2 พื้นที่ด้วยกัน คือ 1. พื้นที่ชายฝั่งทะเลตั้งแต่บ้านเขาหลักถึงแหลมปะการัง จังหวัดพังงา 2. พื้นที่ชายฝั่งทะเลบ้านน้ำเค็ม จังหวัดพังงา และจะยังคงรายละเอียดการศึกษาในพื้นที่เดิม คือ 3. พื้นที่ชายฝั่งปากน้ำปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ 4. พื้นที่ชายฝั่งทะเลอ่าวประจวบคีรีขันธ์ และ 5. พื้นที่ชายฝั่งทะเลหาดวนกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์

ในส่วนการศึกษารณวิทย์วิทยาทั่วไปที่สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งทะเลทั้งแถบอ่าวไทย และทะเลอันดามันนั้น ผู้วิจัยได้ทำการสำรวจภาคสนามตลอดพื้นที่ทั้งสองฝั่งทะเลไทย ได้ทำการวิเคราะห์ ถึงปัจจัยที่ควบคุมการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลตั้งแต่อดีตหลังจากยุคน้ำแข็งครั้งสุดท้ายมาจนถึง ปัจจุบันโดยใช้การวิเคราะห์หลักฐานทางธรณีวิทยาที่บ่งบอกการเปลี่ยนของระดับน้ำทะเลในอดีต นอกจากนี้ยังได้ทำการทดลองวัดระดับการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่บางแห่งเพื่อศึกษาระบบการหมุนเวียน ของตะกอนชายฝั่งในรอบปี คือ พื้นที่บริเวณปากแม่น้ำปราณบุรี อ่าวประจวบคีรีขันธ์ และหาดวนกร ซึ่ง ผลจากการวัดระดับในภาคสนามและการปักหมุดหลักฐานเพื่อวัดระดับอย่างละเอียดรวมถึงผลการ วิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงชายฝั่งทะเลโดยการใช้ข้อมูลโทรสัมผัสของพื้นที่ดังกล่าว พบว่าการกัดเซาะ และการสะสมตัวของตะกอนในรอบปีแสดงให้เห็นถึงธรรมชาติของหาดตะกอนทรายมักจะรักษาสมดุล ไว้ในตัวของมันเอง คือ มีการทดแทนการกัดเซาะโดยการสะสมตัวซึ่งเห็นได้ชัดเจนเพียงในรอบ ระยะเวลา 1 ปี ก็มีความสมดุลเกิดขึ้นได้ ดังนั้น บทสรุปของโครงการวิจัยนี้อาจจะมีความแตกต่างไปจาก รายงานการศึกษาเก่า และผู้วิจัยได้เสนอแนะถึงข้อควรพิจารณาเพิ่มเติมในเชิงวิชาการว่าในพื้นที่ที่เคยมี การรายงานว่าการกัดเซาะเกิดขึ้นในอัตราที่มากนั้นซึ่งบางแห่งมากถึง 7 เมตรต่อปี จริงๆ แล้วตัวเลขของ อัตราการกัดเซาะอาจจะไม่มากถึงอย่างที่รายงานเก่าๆ ได้ระบุไว้ หรือไม่ก็อาจจะไม่มีการกัดเซาะเกิดขึ้น เลยก็ได้

อย่างไรก็ตามงานวิจัยนี้เป็นการเก็บข้อมูลระยะสั้น โดยเฉพาะการทดลองวัดระดับการ เปลี่ยนแปลงของพื้นที่ในช่วงเวลา 1 ปี ซึ่งในการติดตามการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ชายฝั่งที่น่าจะต้อง ทำการศึกษาในอนาคตต้องทำการวัดระดับพื้นที่อย่างต่อเนื่องจนมั่นใจในตัวเลขอัตราการกัดเซาะเฉลี่ยที่ ชัดเจน จึงจะสามารถสรุปและกำหนดมาตรการป้องกันได้อย่างถูกต้อง ประเด็นสำคัญที่สุดที่ได้จาก งานวิจัยนี้ คือ ความสำคัญของตะกอนชายฝั่ง (Coastal sediments) ซึ่งจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องศึกษาใน รายละเอียด เพราะบางครั้งชนิดตะกอน โครงสร้างตะกอน ขนาดโครงสร้างที่เล็กมากๆ อาจจะมีขนาดเป็น เซนติเมตร รวมถึงตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ที่พบลักษณะตะกอนเหล่านี้จะเป็นหลักฐานแสดงให้เห็นการ เปลี่ยนแปลงชายฝั่งอย่างชัดเจนที่สุด ซึ่งโครงการวิจัยนี้จัดได้ว่ามีความแตกต่างจากงานวิจัยเก่าในประเด็น ที่ว่าผู้วิจัยได้เน้นในเรื่องตะกอนวิทยาชายฝั่งที่น่าจะเป็นตัวอย่างเพื่อให้นักวิจัยในอนาคตได้หันมา พิจารณามากกว่าใช้การวิเคราะห์จากข้อมูลระยะไกลเพียงอย่างเดียว

สำหรับผลงานที่ได้รับโดยการใช้ข้อมูลจากงานวิจัยนี้ตั้งแต่ได้รับทุนสนับสนุนงานวิจัย สรุปได้ โดยแบ่งเป็นผลงานทางวิชาการในการผลิตโครงการทางวิทยาศาสตร์สำหรับนิสิตปริญญาตรี ของ ภาควิชาธรณีวิทยา 3 โครงการที่เสร็จสิ้นไปแล้ว และวิทยานิพนธ์นิสิตระดับปริญญาโทอีก 2 เรื่องที่กำลัง ดำเนินการอยู่ในปัจจุบัน นอกจากนี้ยังมีผลงานการเผยแพร่งานวิจัยในรูปการประชุมวิชาการในประเทศ

จำนวน 1 ครั้ง ต่างประเทศ 1 ครั้ง การนำเสนอผลงานในรูปแบบโปสเตอร์และบทคัดย่อ (Abstract) เพื่อแสดงในการประชุมวิชาการนานาชาติจำนวน 2 ครั้ง การนำเสนอข้อมูลผ่านสื่อมวลชนรายการ Thailand Edition โดยช่อง 9 อสมท 1 ครั้ง ได้ส่งบทความเพื่อลงตีพิมพ์ในวารสารวิจัยนานาชาติ ซึ่งได้พิมพ์เผยแพร่แล้ว 1 เรื่อง (พร้อมรูปประกอบงานวิจัยได้รับเกียรติให้ลงเผยแพร่ในปกวารสาร) และได้ส่งเพื่อพิจารณาตีพิมพ์ไปแล้วอีก 2 เรื่อง ซึ่งอยู่ระหว่างการพิจารณาจากวารสาร ผลงานวิจัยส่วนหนึ่งยังได้รับเกียรติให้ลงเผยแพร่ในปกหน้าและปกหลังของวารสารข่าวของสมาคมธรณีวิทยาญี่ปุ่น (Geological Society of Japan Newsletter: GSJ Newsletter) และได้รับเกียรติให้ลงเผยแพร่ในวารสารสมาคมธรณีวิทยาญี่ปุ่น (Journal of Geological Society of Japan) พร้อมเนื้อหาสรุปในวารสาร นอกจากนี้ภายหลังจากเหตุการณ์สึนามิ ผู้วิจัยและนักวิจัยที่ปรึกษาได้เผยแพร่และให้ความรู้ ข้อมูลการสำรวจและศึกษาผลกระทบทางกายภาพต่างๆ ทั้งในรูปแบบการสัมมนาผ่านสื่อสิ่งพิมพ์ รายการวิทยุ และโทรทัศน์อย่างต่อเนื่อง ซึ่งได้อ้างถึงการสนับสนุนส่วนหนึ่งจาก สกว ทั้งนี้อย่างน้อยขณะนี้ผู้วิจัยมีความเห็นว่า การให้ความรู้ดังกล่าวน่าจะเป็นสิ่งที่พวกเรานักวิจัยควรจะนำเสนอสู่ประชาชนโดยตรงด้วย ไม่เฉพาะแต่การนำเสนอในรูปแบบเอกสารวิชาการ

## บทคัดย่อ

การกัดเซาะชายฝั่ง (coastal erosion) เป็นภัยพิบัติทางธรณีวิทยาประเภทหนึ่งที่สร้างความสูญเสียต่อพื้นที่บริเวณชายฝั่งของประเทศ โดยสาเหตุของการกัดเซาะมีหลายประการ และมีปัจจัยทางกายภาพ ชีวภาพ และสิ่งที่มีมนุษย์สร้างขึ้นเป็นตัวควบคุมความรุนแรงของการกัดเซาะในเชิงพื้นที่ ชายฝั่งทะเลของประเทศไทย ประกอบด้วยแนวพื้นที่หาดทราย ที่ราบลุ่มต่ำ และแนวโขดหินที่เป็นแหลม ประกอบกันรวมเป็นความยาวกว่า 2600 กิโลเมตร โดยพื้นที่ที่เป็นหาดทรายส่วนใหญ่ครอบคลุมแนวชายฝั่งทะเลอ่าวไทยโดยคิดเป็นพื้นที่ประมาณเกือบ 70 เปอร์เซ็นต์ พื้นที่แนวชายฝั่งทะเลอันดามันคิดเป็นแนวความยาวประมาณ 20 เปอร์เซ็นต์ และที่เหลือเป็นหมู่เกาะต่างๆ จะเห็นว่าพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะจริงๆ แล้วเคยมีรายงานเก่าได้จัดลำดับพื้นที่เสี่ยงและได้รับผลกระทบในหลายลำดับ เช่น พื้นที่ที่มีอัตราการกัดเซาะชายฝั่งรุนแรงมากถึง 7 เมตรต่อปี ซึ่งหากพิจารณาอัตราการกัดเซาะดังกล่าวจะพบว่า แนวพื้นที่ชายฝั่งทะเลของประเทศไทยกำลังสูญหายไป ในอัตราที่รวดเร็วมาก ด้วยอัตราการกัดเซาะดังกล่าวได้สร้างแนวคิดและคำถามมากมายแก่ผู้ทำวิจัยในโครงการนี้ว่า สาเหตุการกัดเซาะที่แท้จริงเป็นอย่างไร การวิเคราะห์อัตราการกัดเซาะน่าจะนำข้อมูลทางธรณีวิทยาใดบ้างมาช่วยในการประเมินเชิงพื้นที่ และพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะในแต่ละบริเวณน่าจะมีตัวแปรทางกายภาพแตกต่างกันที่เป็นตัวควบคุมความรุนแรง หรือแม้กระทั่งสาเหตุของการกัดเซาะ จากคำถามเหล่านี้ได้ทำให้ผู้วิจัยตั้งเป็นประเด็นของการวิจัยในโครงการนี้ว่า การวิเคราะห์การกัดเซาะเพื่อให้ได้ข้อมูลเชิงลึกนั้นน่าจะต้องมีการพิจารณาถึงระบบการหมุนเวียนของตะกอนชายฝั่งในคาบเวลาต่างๆ ให้แน่ชัด ซึ่งการเปลี่ยนแปลงในแต่ละช่วงเวลาตามฤดูกาลในรอบปีน่าจะสามารถทำให้เข้าใจถึงระบบการหมุนเวียนของตะกอน หรือแม้กระทั่งระบบการหมุนเวียนของกระแสน้ำในบริเวณชายฝั่งได้

ในโครงการวิจัยนี้ได้ทำการทดลองวัดระดับพื้นที่หน้าหาดที่ได้รับการกัดเซาะว่า น่าจะเป็นพื้นที่ที่สามารถศึกษาเพื่อเป็นต้นแบบถึงเรื่องอัตราการหมุนเวียนตะกอนและกระแสน้ำได้เป็นอย่างดี ฉะนั้นพื้นที่ที่ได้รับการคัดเลือกเพื่อศึกษาระดับรายละเอียดในโครงการนี้จึงเป็นพื้นที่ที่ไม่ได้หมายความว่าได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะที่รุนแรงมากที่สุดดังที่รายงานเก่าระบุไว้ การติดตามวัดระดับพื้นที่ทั้งในแนวระดับและแนวตั้งอย่างต่อเนื่อง ประกอบกับการค้นหาหลักฐานทางธรณีวิทยาชายฝั่งที่เป็นตัวกำหนดการกัดเซาะจึงน่าจะเป็นวิธีการเริ่มต้นที่ถูกต้องมากกว่าการวิเคราะห์เชิงพื้นที่จากข้อมูลระยะไกล อย่างไรก็ตาม ข้อมูลระยะไกลมีส่วนอย่างมากในการช่วยให้ทราบถึงพื้นที่เสี่ยงต่อการกัดเซาะในเชิงธรณีสัณฐานวิทยา ซึ่งในโครงการวิจัยนี้ก็ได้นำน้ำหนักความสำคัญของข้อมูลดังกล่าวในการช่วยนำมาประกอบการวิเคราะห์เชิงพื้นที่ แต่จากติดตามการเปลี่ยนแปลงในบริเวณพื้นที่ชายฝั่งทะเลไทย พบว่า สาเหตุของการกัดเซาะลำดับต้นๆ เกิดจากการกระทำของพายุในฤดูมรสุม ซึ่งลักษณะและความรุนแรงของพายุก็เป็นประเด็นที่ต้องทำความเข้าใจให้ลึกซึ้ง ดัง

เห็นได้ชัดเจนจากเหตุการณ์สึนามิเมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2547 ซึ่งเป็นกรณีพิเศษที่หากเปรียบเทียบก็เหมือนพายุที่รุนแรงมากที่ทำให้เกิดความเสียหายในเชิงพื้นที่ต่อฝั่งทะเลไทยโดยเฉพาะฝั่งทะเลอันดามัน

ผลสรุปจากโครงการวิจัยนี้ พบว่า การกักเซาะชายฝั่งมีความสัมพันธ์ที่ใกล้ชิดกับระบบการหมุนเวียนตะกอน ระบบการไหลเวียนของกระแสน้ำชายฝั่งและปัจจัยทางกายภาพที่ควบคุมอัตราความรุนแรงของการกักเซาะก็มีหลายประการแตกต่างกันในแต่ละพื้นที่ ฉะนั้น การติดตามระบบการหมุนเวียนของตะกอนและกระแสน้ำดังกล่าวในระยะยาว จึงน่าจะเป็นวิธีที่สามารถนำไปสู่บทสรุปในเรื่องอัตราการกักเซาะได้อย่างถูกต้อง มากกว่าการเปรียบเทียบเชิงพื้นที่ ซึ่งผู้วิจัยและนักวิจัยที่ปรึกษาได้มีข้อเสนอแนะร่วมกันว่า การติดตาม วิเคราะห์ข้อมูลในพื้นที่จริงในระยะยาว เป็นสิ่งที่ต้องกระทำต่อไปอย่างต่อเนื่องและมีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องศึกษาในแต่ละพื้นที่ในมาตราส่วนที่ละเอียดมากขึ้นก่อนที่จะสรุปให้เห็นเป็นตัวเลขชัดเจนว่าอัตราการกักเซาะในแต่ละพื้นที่เป็นอย่างไร

### Abstract

Coastal erosion is one of severe geological hazards that always damages to some coastal areas of the country. Causes of coastal erosion are varied from place to place. A number of physical, biological and human-induced factors have played a significant role in controlling the spatial changes of erosion. In general, types of Thailand coasts include beach or nearshore zones, low-lying coastal zone and rocky headlands that approximately 2600 km length. The Gulf of Thailand coastal area can be estimated to cover about 70 %, whereas, 20% of coastal zone is of the Andaman sea side and the rest 10% is of islands. Coastal erosion areas have been defined by literatures and orderly ranked based on the evaluation from remote data, e.g. the most risky areas of erosion has been reported to have the land lost upto 7 m/year. It means that some of Thailand coasts are now facing with very high erosional rate. This rate becomes equivocal in terms of how to analyse the causes of erosion and how much of geological data were taken into account. Thus, the assumption of this research was set up on that causes of coastal erosion differ from one individual area and might be controlled by specific geological factors. To prove this assumption, the understanding of annual sediment depositional cycle and current movement is the first step to take into consideration.

One important method of this work is the measurement of coastline, beach and shoreface areas vertically and horizontally. Once we understand the change in annual coastal spatial topography, we can move on to analyse the precise rate of annual erosion. We used remote data (air-photos and satellite images) to integrate and select the appropriate areas for evaluating sediment cycle and currents. Annual checks and measurement of coastal profiles have been tested in order to understand the changes in sediment budget in different season. We concluded that the major cause of coastal erosion in the study area is from seasonal monsoon storms. Annual sedimentary cycles are of very important key to explain erosion and deposition along the shoreline areas. However, there is a special case that clearly eroded the beach zone, e.g. tsunami as the 26 December 2004 event. Analysis in tsunami eroded areas along the Andaman coast is also included in this project. We have found that rate of coastal erosion is closely related to sedimentation cycle and direction of currents. We recommend long-term watching and measuring the coastal profile in order to gain the best coastal depositional and erosional rates rather than using only remote data.

## กิตติกรรมประกาศ

โครงการวิจัยนี้ได้รับการสนับสนุนจากทบวงมหาวิทยาลัยและสำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว) โดยผู้วิจัยได้พยายามวิเคราะห์ข้อมูลทางกายภาพจากหลายๆ แหล่งข้อมูล ซึ่งต้องขอขอบคุณมา ณ โอกาสนี้ ได้แก่ กรมทรัพยากรธรณี กรมอุตุนิยมวิทยา กองทัพเรือ กรมแผนที่ทหาร และอีกหลายหน่วยงานที่ไม่ได้กล่าวถึงในรายงานนี้ สำหรับการดำเนินโครงการในระดับขั้นตอนการสำรวจในภาคสนาม ผู้วิจัยได้รับความร่วมมือจากผู้เชี่ยวชาญหลายท่านที่มีประสบการณ์ทางธรณีวิทยาชายฝั่งและโทรสัมผัส ได้แก่ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ทิวา ศุภจรรยา ผู้ช่วยศาสตราจารย์ วิโรจน์ ดาวฤกษ์ ผู้ช่วยศาสตราจารย์ ดร. จิตติมา เจริญศิริรัตน์ อาจารย์ ดร. วิชัย จูฑะโกสิทธิ์กานนท์ อาจารย์ ดร. เครือวัลย์ จันทร์แก้ว อาจารย์ พิษณุพงศ์ กาญจนพยนต์ และนิสิตทั้งในระดับปริญญาตรีและปริญญาโท ของภาควิชาธรณีวิทยา ที่ได้ร่วมดำเนินการในโครงการไม่ว่าจะเป็นโครงการวิทยาศาสตร์ และวิทยานิพนธ์ ซึ่งได้นำข้อมูลจากงานวิจัยนี้ไปประกอบการทำงานในโครงการวิจัยย่อยจนสำเร็จการศึกษา ผู้วิจัยขอขอบคุณหน่วยงานท้องถิ่น เช่น สำนักงานสิ่งแวดล้อม จังหวัดภูเก็ต ที่ได้ให้ความอนุเคราะห์และอำนวยความสะดวกในการสำรวจภาคสนามหลังจากเหตุการณ์สึนามิ ประชาชนผู้ประสบภัยในพื้นที่ทั้งหกจังหวัดที่ผู้วิจัยและคณะสำรวจจากภาควิชาธรณีวิทยาได้พบและขอข้อมูลจากภาคสนาม

ผู้เชี่ยวชาญต่างประเทศที่ได้ให้คำแนะนำสำหรับงานวิจัยนี้ ได้แก่ Associate Professor Dr Ken-ichiro Hisada จากมหาวิทยาลัยทตัสซึบะ Assistant Professor Dr Naomi Murakoshi จากมหาวิทยาลัยชินชู Associate Professor Dr Brady Rhodes จากมหาวิทยาลัยแคลิฟอร์เนียสเตต Professor Dr Italo จากมหาวิทยาลัยคาโดเนีย ประเทศอิตาลี และอีกหลายๆ ท่านในหน่วยงานต่างประเทศ ได้แก่ Dr Futoshi Nanayama จากกรมทรัพยากรธรณี ประเทศญี่ปุ่น Dr Brian Atwater จากกรมทรัพยากรธรณี สหรัฐอเมริกา และอีกหลายๆ ท่านที่ได้ให้ความรู้เรื่องแผ่นดินไหวและสึนามิต่อผู้วิจัย

ผู้วิจัยต้องขอขอบคุณ ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ที่สนับสนุนให้เกิดงานวิจัยนี้ พร้อมเอื้อเฟื้ออุปกรณ์ในการสำรวจภาคสนาม ห้องปฏิบัติการต่างๆ ขอขอบคุณเจ้าหน้าที่ของภาควิชา ที่เป็นกำลังใจและให้ความช่วยเหลือในทุกๆ ด้าน

## สารบัญ

|                                                                                                                                              | หน้า          |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| สรุปสำหรับผู้บริหาร (Executive summary)                                                                                                      | i             |
| บทคัดย่อ (ภาษาไทย)                                                                                                                           | iv            |
| บทคัดย่อ (Abstract)                                                                                                                          | vi            |
| กิตติกรรมประกาศ (Acknowledgements)                                                                                                           | vii           |
| สารบัญรูป (List of figures)                                                                                                                  | x             |
| สารบัญตาราง (List of tables)                                                                                                                 | x             |
| <br><b>บทที่ 1 บทนำ (Introduction)</b>                                                                                                       | <br><b>1</b>  |
| 1.1 ที่มาของโครงการวิจัย (Research rationale)                                                                                                | 1             |
| 1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย (Research objectives)                                                                                            | 2             |
| 1.3 แผนการดำเนินงานวิจัย (Research plan)                                                                                                     | 2             |
| 1.4 วิธีการดำเนินการวิจัย (Research methodology)                                                                                             | 4             |
| 1.5 ผลงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง (Literature review) และเอกสารอ้างอิง                                                                             | 11            |
| 1.6 การเชื่อมโยงกับนักวิจัยที่เป็นผู้เชี่ยวชาญในสาขาวิชาที่ทำวิจัย                                                                           | 12            |
| <br><b>บทที่ 2 บทวิเคราะห์หลักฐานการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอดีต (Analysis of sea-level changes related to coastal changes)</b>             | <br><b>13</b> |
| 2.1 ประวัติการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (History of sea-level change study)                                                            | 13            |
| 2.2 ภาพรวมของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลทั่วโลก (Eustasy)                                                                                     | 14            |
| 2.3 พื้นผิวโลกที่ไม่ราบเรียบ (Geoidal eustasy)                                                                                               | 15            |
| 2.4 ค่าความผิดพลาด (Errors) ของการศึกษาระดับน้ำทะเล                                                                                          | 16            |
| 2.5 ระดับน้ำทะเลสูงสุดในช่วงสมัยปลายโฮโลซีน (Late Holocene high stands)                                                                      | 19            |
| 2.6 ตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (Sea level indicators)                                                                               | 20            |
| 2.7 ระดับน้ำทะเลปัจจุบัน (Present sea level)                                                                                                 | 20            |
| 2.8 การกำหนดระดับน้ำทะเลในอดีต (Determination of paleo-sea level)                                                                            | 20            |
| 2.9 หลักฐานทางกายภาพและชีวภาพที่บ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของน้ำทะเลในอดีตทั่วโลก (Physical and biological indicators of global sea-level changes) | 22            |

|                                                                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>บทที่ 3 บทการวิเคราะห์อัตราการเปลี่ยนแปลงชายฝั่ง</b> (Analysis result in rate of coastal change in the coastal areas) | 35 |
| 3.1 บทนำ (Introduction)                                                                                                  | 35 |
| 3.2 ผลการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงชายฝั่งรายพื้นที่ (Analysis result in coastal changed area)                              | 36 |
| 3.2.1 พื้นที่อ่าวประจวบคีรีขันธ์ (Prachuap Khiri Khan Bay)                                                               | 37 |
| 3.2.3 พื้นที่ปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (Pranburi area, Prachuap Khiri Khan)                                        | 42 |
| 3.2.3 พื้นที่หาดวนกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (Wanakom area, Prachuap Khiri Khan)                                          | 47 |
| <b>บทที่ 4 การวิเคราะห์พื้นที่ที่ถูกกัดเซาะชายฝั่งจากสึนามิ</b> (Analysis in eroded areas by tsunami)                    | 50 |
| 4.1 การวิเคราะห์เชิงพื้นที่จากข้อมูลระยะไกล                                                                              | 50 |
| 4.2 การสำรวจติดตามผลการกัดเซาะชายฝั่งในภาคสนาม                                                                           | 52 |
| <b>บทที่ 5 สรุปผลงานของโครงการวิจัย</b> (Research products)                                                              | 64 |
| 5.1 ผลงานวิจัยเชิงวิชาการ การผลิตโครงการวิทยาศาสตร์ย่อย                                                                  | 64 |
| 5.2 รายงานการวิจัย                                                                                                       | 64 |
| 5.3 ผลงานวิจัยที่ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ                                                                     | 65 |
| 5.4 กิจกรรมอื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง                                                                                           | 66 |
| 5.5 การเชื่อมโยงทางวิชาการกับนักวิชาการอื่นๆ ทั้งในประเทศและต่างประเทศ                                                   | 67 |
| <b>เอกสารอ้างอิง</b> (References)                                                                                        | 68 |
| <b>ภาคผนวก</b> (Appendices)                                                                                              |    |

## สารบัญรูป (List of figures)

| รูปที่                                                                             | หน้า |
|------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 1.1 เครื่องเจาะตะกอนแบบแทก                                                         | 10   |
| 1.2 การวัดระดับพื้นที่หน้าหาดในภาคสนาม                                             | 10   |
| 3.1 ภาพถ่ายมุมสูงเปรียบเทียบขอบเขตของตะกอนบริเวณปากคลองบางนางรม                    | 37   |
| 3.2 รูปแบบการพอกตัวของตะกอนปากคลองบางนางรม                                         | 38   |
| 3.3 การเปลี่ยนแปลงรูปแบบการสะสมตัวของตะกอนโดยสิ่งกีดขวางที่เป็นท่าเรือ             | 39   |
| 3.4 การคำนวณอัตราการสะสมตัวและการกัดเซาะชายฝั่งบริเวณอ่าวประจวบคีรีขันธ์           | 40   |
| 3.5 การเคลื่อนตัวของตะกอนสันทรายได้นำ                                              | 41   |
| 3.6 ระบบการเคลื่อนตัวของตะกอนในบริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี                       | 42   |
| 3.7 รูปแบบการพอกตัวของตะกอนหน้าหาดตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี                          | 43   |
| 3.8 การขยายขนาดของหาดทรายในบริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี                           | 44   |
| 3.9 แนวการวัดระดับพื้นที่ในบริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี                           | 45   |
| 3.10 แสดงการตั้งกล้องวัดระดับเพื่อปักหมุดหลัก                                      | 46   |
| 3.11 การเปลี่ยนแปลงของระดับตะกอนหน้าหาดบริเวณหาดวนกร                               | 47   |
| 3.12 ระดับตะกอนหน้าหาดที่เปลี่ยนแปลงในแต่ละปี หาดวนกร                              | 48   |
| 3.13 ชนิดของตะกอนหน้าหาดบริเวณหาดวนกร                                              | 49   |
| 4.1 ตำแหน่งการกัดเซาะชายฝั่งจากภาพถ่ายดาวเทียม บริเวณบ้านน้ำเค็ม จังหวัดพังงา      | 54   |
| 4.2 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS บริเวณแหลมปะการัง แสดงการกัดเซาะบริเวณปลายแหลม          | 55   |
| 4.3 ภาพการสำรวจภาคสนามบริเวณแหลมปะการัง                                            | 56   |
| 4.4 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS พื้นที่แหลมปะการัง ถึงบ้านเขาหลัก                       | 57   |
| 4.5 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS คอนล่างของแหลมปะการัง                                   | 59   |
| 4.6 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS ขยายให้เห็นพื้นที่กัดเซาะชายฝั่งบริเวณตอนใต้แหลมปะการัง | 60   |
| 4.7 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS ก่อนและหลังสึนามิบริเวณ โซฟีเทล เมจิก ลาгуน บ้านคึกคัก  | 61   |
| 4.8 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS แสดงตำแหน่งการกัดเซาะบริเวณบ้านคึกคัก                   | 62   |
| 4.9 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS แสดงการกัดเซาะบริเวณหาดนางทอง จังหวัดพังงา              | 63   |

## สารบัญตาราง (List of tables)

| ตารางที่                                                              | หน้า |
|-----------------------------------------------------------------------|------|
| 1.1 แสดงหมายเลขรูปถ่ายทางอากาศ ที่ใช้ในโครงการวิจัย                   | 5    |
| 1.2 แสดงรายการแผนที่ภูมิประเทศจากกรมแผนที่ทหารที่ใช้ในโครงการวิจัย    | 7    |
| 1.3 แสดงรายการแผนที่ภูมิประเทศและแผนที่ธรณีวิทยา มาตราส่วน 1: 250,000 | 9    |

## บทที่ 1

### บทนำ

#### (Introduction)

#### 1.1 ที่มาของโครงการวิจัย (Research rationale)

การศึกษารณภูมิวิทยาและธรณีสัณฐานวิทยานับได้ว่ามีความสำคัญต่อการพัฒนาประเทศชาติเป็นอย่างมาก โดยเฉพาะข้อมูลธรณิวิทยาและธรณีสัณฐานวิทยาจะเป็นข้อมูลพื้นฐานเพื่อการพัฒนาเศรษฐกิจ และสังคมในภาพรวม โดยเห็นได้จากตัวอย่างบทบาทของธรณิวิทยาต่อการวางผังเมืองและสิ่งแวดล้อม การหาแหล่งแร่อุตสาหกรรม การหาแหล่งน้ำมัน และก๊าซธรรมชาติ การหาแหล่งน้ำ การจัดตั้งนิคมอุตสาหกรรม และทำเรื่อน้ำลึก เป็นต้น จะเห็นได้ว่าหากมีความแม่นยำในตัวข้อมูลทางธรณิวิทยา ก็จะสามารถนำไปประยุกต์ใช้เพื่อประโยชน์ต่อการพัฒนาประเทศ

การวิจัยครั้งนี้นอกจากจะทำการคำนวณหาอัตราการกัดเซาะชายฝั่งแล้ว ยังมีเป้าหมายส่วนหนึ่งในการนำเสนอภาพรวมของธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่งของประเทศไทย รวมทั้งการศึกษารายละเอียดในบางพื้นที่ที่กำหนดขึ้นในงานวิจัยครั้งนี้ จะเป็นข้อมูลพื้นฐานทางธรณิวิทยา ธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง ที่จะสามารถนำไปใช้ในการพัฒนาชายฝั่งทะเลของแต่ละพื้นที่ได้อย่างมีประสิทธิภาพ

โครงการวิจัยนี้ได้มีแนวความคิดริเริ่มจากรายงานการวิจัยจากโครงการสำรวจการกัดเซาะชายฝั่งของประเทศไทยโดยกรมทรัพยากรธรณี จากการศึกษาและวิเคราะห์รายงานดังกล่าวอย่างละเอียดแล้วนั้นพบว่า อัตราการกัดเซาะของชายฝั่งทะเลไทยในรายงานของกรมทรัพยากรธรณีเป็นอัตราการกัดเซาะโดยประมาณเบื้องต้นโดยยังไม่ได้มีการคำนวณอย่างละเอียดในพื้นที่ที่จัดได้ว่าเป็นพื้นที่เสี่ยงต่อการสูญเสียทั้งในเรื่องของทรัพย์สินของประชากร และต่อการพัฒนาพื้นที่ชายฝั่งของประเทศ และจัดได้ว่าเป็นพื้นที่ที่จะต้องมีการจัดการอย่างเร่งด่วน ซึ่งจากการสอบถามกับทีมสำรวจของกรมทรัพยากรธรณีและจากข้อเสนอแนะในรายงานของกรมทรัพยากรธรณีเองก็ได้ให้คำแนะนำว่า ควรจะมีการศึกษาในรายละเอียดจริงจังในแต่ละพื้นที่ เพื่อให้ได้ข้อมูลอัตราการกัดเซาะชายฝั่งที่ถูกต้องแม่นยำกว่าเดิม อย่างไรก็ตาม ในปัจจุบันกรมทรัพยากรธรณีได้จัดทำแผนที่ธรณีสัณฐานวิทยาและได้กำหนดพื้นที่ที่มีการกัดเซาะชายฝั่งในแถบทะเลอันดามันเสร็จสิ้นลงแล้ว แต่ชายฝั่งทะเลด้านอ่าวไทยกำลังอยู่ในระหว่างดำเนินการ

การคำนวณอัตราการกัดเซาะโดยใช้พื้นฐานของข้อมูลทางธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง (Coastal geomorphology) ซึ่งมีความสำคัญอย่างมากต่อการคำนวณดังกล่าว ยังมีข้อจำกัดในเรื่องของฐานข้อมูลและการได้มาซึ่งข้อมูลจริงในภาคสนาม หัวหน้าโครงการวิจัยนี้ได้มีแนวความคิดที่จะสำรวจธรณีสัณฐาน

วิทยาชายฝั่งพร้อมกับคำนวณหาอัตราการกัดเซาะชายฝั่งเพื่อที่จะทำการจัดลำดับพื้นที่ที่ได้รับความเสี่ยง โดยละเอียด โดยในเบื้องต้นนี้จะทำการศึกษาในพื้นที่ที่มีความเสี่ยงใน 5 ลำดับแรก

นอกจากนี้ในงานวิจัยครั้งนี้จะได้ทำการสร้างระบบฐานข้อมูลเพื่อให้ง่ายต่อการเผยแพร่และการนำไปใช้ประโยชน์จริง โดยข้อมูลทั้งหมด อาทิเช่น ข้อมูลทางธรณีวิทยา (Geology) ธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง (Coastal geomorphology) และข้อมูลในหลากหลายสาขาวิชาที่เกี่ยวข้อง เช่น ทางอุทกศาสตร์ สมุทรศาสตร์ จะถูกรวบรวมอย่างเป็นระบบและนำมาประยุกต์เข้าด้วยกัน เพื่อที่จะสร้างแบบจำลองแสดงการเปลี่ยนแปลงของชายฝั่งโดยเฉพาะการกัดเซาะชายฝั่ง อย่างไรก็ตาม ข้อมูลที่มีความจำเป็นอย่างยิ่งที่ในแผนงานโครงการวิจัยนี้ได้ตั้งเป้าหมายที่จะต้องทำการสำรวจเพิ่มเติม เพื่อจะได้นำมาคำนวณอัตราการกัดเซาะชายฝั่งได้อย่างถูกต้อง ได้แก่ ข้อมูลอัตราการสะสมตัวของตะกอนบก (Terrestrial depositional rate) อัตราการสะสมตัวของตะกอนจากทะเล (Offshore depositional rate) แหล่งตะกอนบก (Sediment supply) ขนาดของแอ่งรับตะกอน (Dimension of sedimentary basin)

## 1.2 วัตถุประสงค์ของการวิจัย (Research objectives)

โครงการวิจัยนี้ได้ตั้งวัตถุประสงค์ไว้ คือ

- 1) เพื่ออธิบายสาเหตุทางกายภาพของการเกิดการกัดเซาะชายฝั่งทะเลไทย
- 2) เพื่อทดลองคำนวณอัตราการกัดเซาะชายฝั่งทะเลทั้งฝั่งอันดามันและฝั่งอ่าวไทยในพื้นที่ที่กำหนด
- 3) เพื่อวิเคราะห์หลักฐานทางธรณีวิทยาที่แสดงการเปลี่ยนแปลงชายฝั่ง
- 4) เพื่อศึกษาระบบการสะสมตัวและการกัดเซาะชายฝั่งในชายฝั่งทะเลไทย

## 1.3 แผนการดำเนินงานวิจัย (Research plan)

การดำเนินงานวิจัยได้ปฏิบัติตามระเบียบวิธีวิจัยและแผนงานที่วางไว้ ประกอบด้วย

- 1) สืบค้นข้อมูลพื้นฐาน รายงานการศึกษาและวิจัยเก่าที่เกี่ยวข้องทั้งในและต่างประเทศ เนื่องจาก การศึกษาทางด้านธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่งของประเทศไทยยังมีไม่มากนักซึ่งเกิดจากการขาดแคลนนักวิจัยหรือนักวิชาการด้านนี้ ฉะนั้นการสืบค้นข้อมูลจากรายงานเดิมมีความจำเป็นต้องค้นคว้างานวิจัยของนักวิจัยต่างประเทศด้วยเพื่อนำมาประกอบการดำเนินงาน เพื่อให้เป็นไปตามระบบการวิจัยสากล และติดตามข้อมูลให้ทันสมัยอยู่ตลอดเวลา (ดังแสดงในบทที่ 2 ของรายงาน)

- 2) ศึกษาและแปลความหมายข้อมูลโทรสัมผัส (Remote sensing) เป็นข้อมูลที่ประกอบไปด้วยข้อมูลจากรูปถ่ายทางอากาศ (Aerial photographs) และภาพถ่ายจากดาวเทียม (Satellite images) ในช่วงคาบเวลาต่างๆ โดยได้ทำการแปลความหมายข้อมูลดังกล่าวย้อนหลังอย่างน้อย 10 ปี ในบางพื้นที่ที่สามารถสืบค้นข้อมูลระยะไกลได้ และได้ทดลองคำนวณอัตราการเพิ่มขึ้นหรือลดลงของพื้นที่ใน 2 มิติในพื้นที่ที่คัดเลือกมาแล้ว คือ ชายฝั่งทะเลอ่าวประจวบคีรีขันธ์
- 3) สร้างฐานข้อมูลแผนที่ธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง (Coastal geomorphological maps) ได้ทำการสร้างแผนที่ที่ได้จากการแปลความหมายข้อมูลโทรสัมผัส ซึ่งเป็นแผนที่พื้นฐาน (Base maps) ในการจัดลำดับความรุนแรงของการกัดเซาะชายฝั่ง และในการกำหนดพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบของการกัดเซาะชายฝั่งตามลำดับความเหมาะสมทางกายภาพในเรื่องของความสมบูรณ์ของข้อมูลใน 5 ลำดับแรก โดยผลการสืบค้นพบว่าได้มีการรายงานพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะชายฝั่งของประเทศในอัตราการกัดเซาะที่แตกต่างกัน โดยผู้วิจัยได้ข้อสรุปของพื้นที่เหมาะสมที่จะทำการศึกษากัดเซาะชายฝั่ง 5 ลำดับแรก คือ 1. ชายฝั่งทะเลบริเวณบ้านฉาง จังหวัดระยอง 2. ชายฝั่งทะเลบริเวณปากน้ำปราณบุรี จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ 3. ชายฝั่งทะเลบริเวณหาดนวกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ 4. ชายฝั่งทะเลบริเวณแหลมตะตุมพุก จ. นครศรีธรรมราช และ 5. ชายฝั่งทะเลบริเวณบางขุนเทียน กรุงเทพมหานคร อย่างไรก็ตาม ด้วยเหตุการณ์แผ่นดินไหวและสึนามิ เมื่อวันที่ 26 ธันวาคม 2547 ผู้วิจัยและนักวิจัยที่ปรึกษาได้ลงความเห็นว่าจะทำการปรับเปลี่ยนพื้นที่ศึกษาโดยกำหนดพื้นที่ศึกษาเร่งด่วน คือ ชายฝั่งทะเลจังหวัดพังงา ได้แก่ ชายฝั่งเขาหลักถึงแหลมปะการัง และชายฝั่งบ้านน้ำเค็ม ซึ่งเป็นพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะชายฝั่งจากสึนามิมากที่สุดที่มีข้อมูลในการศึกษารายละเอียดได้
- 4) การสำรวจภาคสนาม ในปีแรกของการดำเนินโครงการ ได้ทำการตรวจสอบสภาพชายฝั่งทะเลที่เคยมีรายงานว่าถูกกัดเซาะในบริเวณชายฝั่งอ่าวไทย คือ บริเวณบ้านฉาง จังหวัดระยอง บางขุนเทียน กรุงเทพมหานคร หาดชะอำ จังหวัดเพชรบุรี อ่าวบ้านดอน จังหวัดสุราษฎร์ธานี แหลมตะตุมพุก จังหวัดนครศรีธรรมราช และชายฝั่งทะเลอันดามัน ได้แก่ หาดเจ้าไหม หาดบางเบน เกาะลันตา จังหวัดกระบี่ จังหวัดตรัง เกาะพระทอง จังหวัดพังงา หาดอ่าวเคย จังหวัดระนอง และชายหาดของจังหวัดภูเก็ต โดยได้ทำการสำรวจธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง และหลักฐานการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีต โดยได้ทำการทดลองปักหมุดและวัดการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่บริเวณปากแม่น้ำปราณบุรี อ่าวประจวบคีรีขันธ์ และหาดนวกร จังหวัด

ประจวบคีรีขันธ์ โดยคาดว่าจะทำการสำรวจและวัดพื้นที่ที่ถูกการกัดเซาะตลอดจนพื้นที่ที่มีการสะสมตัวของตะกอนเพื่อจะหาสมมูลและอัตราการสะสมตัว อัตราการกัดเซาะต่อไป

- 5) การวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ ประกอบด้วย การวิเคราะห์ตะกอน การวิเคราะห์ข้อมูลการสำรวจวัดระดับพื้นที่ การวิเคราะห์ข้อมูลระยะไกล และการเทียบเคียงข้อมูลทางกายภาพ เช่น การเปลี่ยนแปลงรูปร่างของธรณีสัณฐานเชิงพื้นที่ การหมุนเวียนของตะกอนในเชิงตะกอนวิทยาชายฝั่ง ลำดับการเกิดตะกอนและอายุตะกอนในช่วงการสะสมตัวต่างๆ รวมถึงการทดลองคำนวณอัตราการกัดเซาะและสะสมตัวในพื้นที่ที่ได้ทำการปักหมุดหลักฐานไว้

#### 1.4 วิธีการดำเนินงานวิจัย (Research methodology)

##### 1.4.1 การรวบรวมข้อมูลและสร้างฐานข้อมูล (Data collection and data base)

เป็นขั้นตอนเริ่มต้นของโครงการวิจัยนี้โดยจะทำการรวบรวมข้อมูลเก่า และรายงานเดิมที่มีผู้ศึกษามาแล้ว (Literature review) โดยเป็นรายงาน และวารสารตีพิมพ์ของนักวิจัยไทยเป็นหลัก รวมถึงวารสารตีพิมพ์ในเรื่องที่เกี่ยวข้องจากต่างประเทศซึ่งคณะผู้ทำวิจัยได้ทำการสืบค้นและรวบรวมไว้แล้วบางส่วน โดยในการรวบรวมข้อมูลครั้งนี้ทางคณะผู้วิจัยจะได้จัดเก็บข้อมูลอย่างเป็นระบบ และจะนำมาสร้างเป็นฐานข้อมูลและนำเข้าสู่ระบบอินเทอร์เน็ตเพื่อบุคคลทั่วไป และนักวิจัยทางสาขาอื่นที่สนใจจะสามารถใช้ฐานข้อมูลนี้ได้

นอกจากนี้ในการวิจัยครั้งนี้ต้องใช้ข้อมูลโทรสัมผัส (Remote sensing data) ได้แก่ รูปถ่ายทางอากาศ (Aerial photograph) รูปถ่ายจากดาวเทียม (Satellite image) แผนที่ภูมิประเทศ แผนที่ธรณีวิทยา และแผนที่แสดงการจำแนกดิน ซึ่งเป็นข้อมูลพื้นฐานที่จำเป็นอย่างยิ่งในการศึกษาธรณีสัณฐานวิทยา ดังมีรายละเอียดดังต่อไปนี้

ตารางที่ 1.1 แสดงหมายเลขรูปถ่ายทางอากาศ มาตราส่วน 1: 40,000 (โดยประมาณ) ที่ใช้ในโครงการวิจัย ช่วงแรก (ภาพจาก กรมแผนที่ทหาร ถ่ายโดย Worldwide Survey, INC, Thailand Photographic Project: Project No. 119).

| Area 1 Sheet 13 (จันทบุรี-ตราด)  |                      |                          |
|----------------------------------|----------------------|--------------------------|
| Strip Number                     | Air-photos Number    | พื้นที่                  |
| 55                               | 4770-4776            | อ่าวเมืองตราด            |
| 54                               | 4802-4815            | แหลมงอบ-อ่าวเมืองตราด    |
| 53                               | 4816-4829            |                          |
| 52                               | 4833-4846            |                          |
| 51                               | 4847-4860            | แม่น้ำเวฬุ               |
| 50                               | 4870-4872            |                          |
| 49                               | 3470-3482            | แม่น้ำจันทบุรี-แหลมสิงห์ |
| 48                               | 3437-3447            |                          |
| 47                               | 3386-3397            |                          |
| 46                               | 3362-3351            |                          |
| 45                               | 3271-3262            |                          |
| 44                               | 4885-3208            | อำเภอท่าใหม่-ท่าแฉลบ     |
| 43                               | 3169-3175            |                          |
| Area 1 Sheet 12 (ระยอง-จันทบุรี) |                      |                          |
| 47                               | 3397-3400            | แม่น้ำแฉก                |
| 46                               | 3334-3338, 3349-3352 | แหลมหญ้า-ทุ่งกระเบน      |
| 45                               | 3263-3317            | บ้านฉาง-แม่น้ำประแสร์    |
| 44                               | 3207-3304            |                          |
| 43                               | 3142-3170            |                          |
| 42                               | 2998-3005, 3010-3019 |                          |
| 41                               | 2965-2969, 2954-2959 |                          |
| Area 1 Sheet 11 (ชลบุรี-ระยอง)   |                      |                          |
| 47                               | 3419-3420            | แสมสาร                   |
| 46                               | 3328-3330            |                          |
| 45                               | 3313-3318            |                          |
| 44                               | 3303-3310            | กัตหีบ                   |

|                                            |                  |                            |
|--------------------------------------------|------------------|----------------------------|
| 43                                         | 3137-3143        | ตัดหีบ-บางสะพาน            |
| 42                                         | 2991-2994        | หาดจอมเทียน                |
| 41                                         | 2976-2979        |                            |
| 40                                         | 2892-2895        |                            |
| 39                                         | 2386-2389        | พัทยา                      |
| 38                                         | 2287-2289        |                            |
| Area 1 Sheet 7 (ตัดหีบ-ชลบุรี)             |                  |                            |
| 37                                         | 2279-2282        | แหลมฉบัง                   |
| 36                                         | 2183-2185        |                            |
| 35                                         | 1610-1612        |                            |
| 34                                         | 1523-1525        |                            |
| 33                                         | 1519-1521        | แหลมแท่น-หาดบางแสน         |
| 32                                         | 2178-2180        | อ่างศิลา                   |
| 31                                         | 1427-1428        | ชลบุรี                     |
| 30                                         | 1347-1349        | บางปะกง                    |
| Area 1 Sheet 7 (กรุงเทพมหานคร-สมุทรสงคราม) |                  |                            |
| 31                                         | 18037-18040      | ปากแม่น้ำแม่กลอง           |
| 30                                         | 9-17             | สมุทรสงคราม-สมุทรสาคร      |
| 29                                         | 36-56            | แม่น้ำท่าจีน-แม่น้ำบางปะกง |
| 28                                         | 1080-1088, 72-91 | แม่น้ำแม่กลอง-บางปะกง      |
| 27                                         | 111-140          |                            |
| 26                                         | 145-173          |                            |
| Area 1 Sheet 7 (เพชรบุรี)                  |                  |                            |
| 32                                         | 9664-9668        | อำเภอบ้านแหลม              |
| 33                                         | 9672-9675        |                            |
| 34                                         | 5548-5553        | จังหวัดเพชรบุรี            |
| 35                                         | 9726-9735        |                            |
| 36                                         | 5616-5625        |                            |
| 37                                         | 5675-5685        |                            |
| 38                                         | 5687-5695        |                            |
| 39                                         | 5750-5756        |                            |

ตารางที่ 1.2 แสดงรายการแผนที่ภูมิประเทศจากกรมแผนที่ทหารที่ใช้ในโครงการวิจัยทั้งหมด

| หมายเลขระวางแผนที่            | ชื่อระวางแผนที่ | หมายเลขระวางแผนที่  | ชื่อระวางแผนที่    |
|-------------------------------|-----------------|---------------------|--------------------|
| ชายฝั่งด้านตะวันออกของอ่าวไทย |                 | 5026 III            | บ้านปากพญา         |
| 5532 I                        | อ คลองใหญ่      | 4925 I              | จ นครศรีธรรมราช    |
| 5533 II                       | บ้านคลองขวาง    | 5025 IV             | อ ปากพญา           |
| 5533 III                      | จ ตรวด          | 5025 II             | อ หัวไทร           |
| 5433 I                        | อ เขาสมิ้ง      | 5024 I              | อ ระโนด            |
| 5433 II                       | อ แหลมงอบ       | 5024 II             | กิ่ง อ กระแสสินธุ์ |
| 5433 IV                       | อ แหลมสิงห์     | 5023 I              | อ สทิงพระ          |
| 5434 III                      | จ จันทบุรี      | 5023 II             | อ หาดใหญ่          |
| 5334 II                       | บ้านโหนดหยอ     | 5123 III            | จ สงขลา            |
| 5334 III                      | บ้านแหลมทองกลาง | 5222 IV             | อ หนองจิก          |
| 5234 II                       | จ ระยอง         | 5222 I              | ปัตตานี            |
| 5234 III                      | อ บ้านฉาง       | 5322 IV             | บ้านคอกกระบือ      |
| 5134 II                       | อ สัตหีบ        | 5321 I              | จ นราธิวาส         |
| 5134 I                        | อ บางละมุง      | 5322 III            | อ สายบุรี          |
| 5135 II                       | อ ศรีราชา       | 5421 IV             | อ ตากใบ            |
| 5135 I                        | จ ชลบุรี        | ชายฝั่งทะเลอันดามัน |                    |
| ชายฝั่งอ่าวไทยตอนบน           |                 | 4628 IV             | จ ระนอง            |
| 5236 III                      | จ ฉะเชิงเทรา    | 4628 II             | บ้านบางเบน         |
| 5136 II                       | อ บางปะอิน      | 4627 I              | กิ่ง อ สุขสำราญ    |
| 5136 III                      | กรุงเทพมหานคร   | 4627 II             | อ คุระบุรี         |
| 5036 II                       | จ สมุทรสาคร     | 4626 I              | อ ตะกั่วป่า        |
| 5036 III                      | อ บ้านแพ้ว      | 4626 II             | อ กะเปอร์          |
| 4935 I                        | อ อัมพวา        | 4626 III            | บ้านเขาหลัก        |
| 4935 II                       | จ เพชรบุรี      | 4625 I              | บ้านท้ายเหมือง     |
| 5035 IV                       | จ สมุทรสงคราม   | 4625 II             | อ กลาง             |
| 5035 III                      | บ้านยางขุนไทร   | 4624 I              | จ ภูเก็ต           |
| 5034 IV                       | บ้านโคกน้อย     | 4725 IV             | จ พังงา            |

| รายชื่อที่ดินของชาวพื้นเมืองไทย |                   | 4725 III | อ เกาะยาว    |
|---------------------------------|-------------------|----------|--------------|
| 4934 II                         | อ หัวหิน          | 4724 IV  | เกาะยาวใหญ่  |
| 4933 I                          | อ ปราณบุรี        | 4724 I   | บ้านกลาง     |
| 4933 II                         | อ กุยบุรี         | 4724 II  | เกาะใน       |
| 4932 I                          | จ ประจวบคีรีขันธ์ | 4824 IV  | อ คลองท่อม   |
| 4932 III                        | สถานีหัวข่าง      | 4824 III | อ เกาะกั้นดา |
| 4931 IV                         | อ ห้วยสะแก        | 4824 II  | อ สีเกา      |
| 4831 II                         | อ บางสะพาน        | 4823 IV  | เกาะไหง      |
| 4830 I                          | สถานีมาบอมฤต      | 4923 I   | เกาะกิบง     |
| 4830 II                         | อ ปะทิว           | 4923 IV  | อ กันตง      |
| 4829 IV                         | จ ชุมพร           | 4923 III | อ ปะเหลียน   |
| 4829 III                        | อ สวี             | 4922 IV  | บ้านปากบารา  |
| 4828 IV                         | อ หลังสวน         | 4922 III | เกาะตะรุเตา  |
| 4828 III                        | อ ท่าชนะ          | 4922 II  | บ้านจ๊ะลิบง  |
| 4827 IV                         | อ ไชยา            | 5022 IV  | บ้านเกาะยาว  |
| 4827 II                         | จ สุราษฎร์ธานี    |          |              |
| 4927 IV                         | อ คอนสัก          |          |              |
| 4927 I                          | เกาะสมุย          |          |              |
| 4927 II                         | อ ขนอม            |          |              |
| 4926 I                          | บ้านคันเหลียว     |          |              |
| 4926 II                         | อ ท่าศาลา         |          |              |

ตารางที่ 1.3 แสดงรายการแผนที่ภูมิประเทศและแผนที่ธรณีวิทยา มาตราส่วน 1: 250,000 ที่ใช้ในโครงการวิจัย

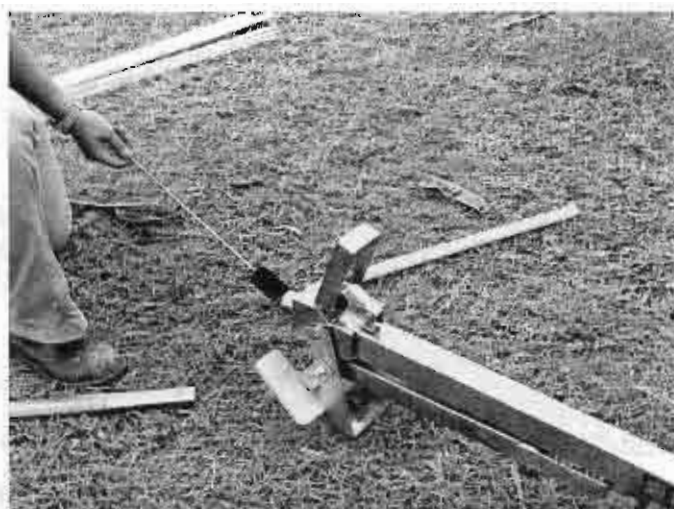
| หมายเลขระวาง | ชื่อระวางแผนที่        | หมายเลขระวาง | ชื่อระวางแผนที่            |
|--------------|------------------------|--------------|----------------------------|
| ND 48-13     | จังหวัดจันทบุรี        | NB 47-3      | จังหวัดสงขลา               |
| ND 47-16     | จังหวัดระยอง           | NB 47-8      | จังหวัดนราธิวาสและ อ.ตากใบ |
| ND 47-12     | กรุงเทพมหานคร          | NB 47-7      | จังหวัดสตูล                |
| ND 47-11     | จังหวัดนครปฐม          | NB 47-2      | จังหวัดภูเก็ต              |
| ND 47-15     | อำเภอหัวหิน            | NC 47-14     | จังหวัดพังงา               |
| NC 47-3      | จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ | NC 47-10     | จังหวัดระนอง               |
| NC 47-7      | จังหวัดชุมพร           | NC 47-6      | จังหวัดระนองและกระบี่      |
| NC 47-11     | จังหวัดสุราษฎร์ธานี    | NC 47-15     | จังหวัดนครศรีธรรมราช       |

#### 1.4.2 การสำรวจวัดระดับในภาคสนาม

เครื่องมือสำรวจภาคสนาม วัดระดับพื้นที่และเจาะสำรวจตะกอนชายฝั่ง คือ เครื่องวัดพิกัดภูมิศาสตร์ (GPS) กล้องวัดระดับพื้นที่ (Sokkia survey camera) และเครื่องเจาะตะกอนแบบหมุนและแบบกระแทก (Hand auger และ Precision Clement Sediment Corer)

#### 1.4.3 การเจาะสำรวจตะกอน

การเจาะสำรวจชั้นตะกอนชายฝั่ง เป็นขั้นตอนสำคัญอย่างยิ่งที่จะนำมาซึ่งการได้ข้อมูลในระดับลึกของตะกอนชายฝั่ง โดยการศึกษาการจัดลำดับชั้นตะกอนชายฝั่ง จะต้องดำเนินการควบคู่ไปกับการสำรวจธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่งโดยละเอียด การเจาะสำรวจจะใช้เครื่องมือเจาะสำรวจและเก็บตัวอย่างตะกอนชนิดหมุนด้วยมือ (Hand auger) และเครื่องเจาะสำรวจตะกอนแบบกระแทก (Precision Clement Sediment Corer)



รูปที่ 1.1 เครื่องเจาะตะกอนแบบกระแทก (Clement Precision Sediment Corer)

#### 1.4.4 การสำรวจการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ชายฝั่งโดยใช้กล้องวัดระดับ (Surveying)

โดยจะทำการวัดระดับพื้นที่รวมถึงการวัดค่าความเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นหรือลดลงของพื้นที่ เพื่อจะนำมาใช้ในการคำนวณอัตราการเปลี่ยนแปลงของชายฝั่งได้อย่างถูกต้องแม่นยำ โดยขั้นตอนนี้จะดำเนินการควบคู่ไปกับการเจาะสำรวจตะกอน โดยจะทำการวัดระดับการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ทุกๆ คาบเวลา 3 เดือน ตลอดระยะเวลาที่เหลือของการดำเนิน โครงการ 1 ปี



รูปที่ 1.2 การวัดระดับพื้นที่ที่น้ำหาดในภาคสนามโดยใช้กล้องวัดระดับบนแผ่นระนาบ (รูปซ้าย) และการปักหมุดหลักเพื่อวัดระดับตะกอนในรอบปี (รูปขวา)

#### 1.4.5 การวิเคราะห์ข้อมูลในห้องปฏิบัติการ

1. เครื่องมือทดลองในห้องปฏิบัติการ ได้แก่ กล้องแปลภาพสามมิติ (Mirror stereoscope) เครื่องแยกขนาดตะกอน (Sieve analysis) และอุปกรณ์ซอฟต์แวร์คอมพิวเตอร์ทาง GIS
2. การประมวลผลและการวิเคราะห์ข้อมูล เป็นขั้นตอนที่จัดได้ว่ามีความสำคัญอย่างยิ่ง ในการประมวลผลและวิเคราะห์ข้อมูลทั้งหมดนี้ ผู้ดำเนินโครงการจะได้ปรึกษากับนักวิจัยพี่เลี้ยงของโครงการ พร้อมกันนี้จะได้เชิญผู้เชี่ยวชาญทั้งในและต่างประเทศมาร่วมวิเคราะห์และวิจารณ์การดำเนินงาน ทั้งนี้เพื่อที่จะให้เกิดความสมบูรณ์ของข้อมูลมากที่สุด และสามารถนำข้อมูลงานวิจัยนี้ไปใช้ปฏิบัติงานจริงได้อย่างถูกต้อง

#### 1.4.6 การสรุปผลและจัดทำรายงาน

รายงานสรุปของโครงการจะประกอบไปด้วยรายงานและแผนที่แสดงพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะชายฝั่ง จัดตามลำดับความรุนแรงของการกัดเซาะ โดยการจัดทำรายงานจะได้ดำเนินการพร้อมกับขั้นตอนการประมวลผลและวิเคราะห์ข้อมูล

### 1.5 ผลงานวิจัยที่เกี่ยวข้อง (literature review) และเอกสารอ้างอิง

การศึกษารณีสถิติฐานวิทยา (Geomorphology) ของประเทศไทย โดยเฉพาะธรณีสถิติฐานวิทยาชายฝั่ง (Coastal geomorphology) ยังไม่มีนักวิจัยในประเทศได้ทำการวิจัยที่เป็นระบบอย่างจริงจัง ทำให้ไม่มีข้อมูลพื้นฐานที่จะใช้ในการพัฒนาชายฝั่งทะเลไทย โดยในอดีตงานวิจัยส่วนใหญ่จะมุ่งเน้นการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีต (เช่น Chonglakmani et al., 1983; Somboon and Thiramongkol, 1992; Sinsakul et al., 1985; Sinsakul, 1997) (ดังรายละเอียดในเอกสารแนบหมายเลข 1) อย่างไรก็ตาม นอกจากรายงานการสำรวจการกัดเซาะชายฝั่งโดยกรมทรัพยากรธรณีในปี 2544 แล้ว ทางฝ่ายสำรวจแร่ นอกชายฝั่งของกรมทรัพยากรธรณีเองก็ได้ทำการสำรวจ และทำแผนที่ธรณีวิทยา มาตราส่วน 1: 50,000 ในพื้นที่ชายฝั่งทะเลบางพื้นที่บ้างแล้ว แต่ยังไม่ได้ทำการเผยแพร่อย่างเป็นทางการ

ในส่วนของงานวิจัยที่หัวหน้าโครงการได้ดำเนินการเสร็จสิ้นไปแล้ว (ได้รับทุนอุดหนุนการวิจัยจาก กองทุนรัชดาภิเษกสมโภช จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย) ได้มีเป้าหมายเพื่อที่จะจัดทำฐานข้อมูลสภาพธรณีสถิติฐานวิทยาชายฝั่งอย่างเป็นระบบ โดยจะเน้นการศึกษาในเชิงวิวัฒนาการของธรณีสถิติฐาน (Evolution of landform) ตลอดจนวิวัฒนาการของชั้นตะกอน (Evolution of sedimentary depositional sequence) ที่สะสมตัวในบริเวณชายฝั่ง (Coastal areas) โดยข้อมูลทั้งหมดจะนำเสนอในรูปของแบบจำลอง

ที่แสดงความสัมพันธ์ ของวิวัฒนาการระหว่างธรณีสัณฐานกับชั้นตะกอนยุคใหม่ (ตั้งแต่อายุ 10,000 ปีมาจนถึงปัจจุบัน หรือ สมัยโฮโลซีน) จึงจัดได้ว่าเป็นโครงการวิจัยที่จะได้ข้อมูลธรณีวิทยาโดยละเอียดเพื่อใช้เป็นแม่แบบของงานวิจัยทางด้านธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง รวมถึงจะสามารถนำข้อมูลจากงานวิจัยมาประยุกต์ใช้ในโครงการการคำนวณอัตราการกัดเซาะชายฝั่งได้เป็นอย่างดี

#### 1.6 การเชื่อมโยงกับนักวิจัยที่เป็นผู้เชี่ยวชาญในสาขาวิชาที่ทำการวิจัย

เนื่องจากการวิจัยทางธรณีสัณฐานวิทยาของประเทศยังมีข้อจำกัดอยู่มาก ทั้งในเรื่องของบุคลากรที่มีความเชี่ยวชาญ และเครื่องมือที่จะใช้ในการสำรวจ อย่างไรก็ตาม โครงการวิจัยนี้จะได้ขอความร่วมมือจากกรมทรัพยากรธรณีในการจัดทำโครงการวิจัยร่วมกัน และนอกจากนักวิจัยพี่เลี้ยงของโครงการวิจัย (รศ. ดร. ปัญญา จารุศิริ) ที่มีความรู้ความชำนาญทางวิชาการด้านธรณีวิทยาแล้ว โครงการวิจัยนี้ยังได้รับเกียรติอย่างสูงจาก ผศ. ทิพา สุภจรรยา อดีตนักวิจัยดีเด่นของสภာวิจัยแห่งชาติ ซึ่งเป็นผู้เชี่ยวชาญทางด้านการแปลความหมายรูปถ่ายทางอากาศและรูปถ่ายดาวเทียมที่มีชื่อเสียงทั้งในประเทศและระดับสากลจะมาให้คำแนะนำและปรึกษาในขั้นตอนการตรวจสอบข้อมูลที่ได้จากการแปลความหมายข้อมูลโทรสัมผัสในโครงการนี้อีกด้วย

## บทที่ 2

### บทวิเคราะห์หลักฐานการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอดีต

(Analysis of indicators of palaeo sea-level changes)

#### 2.1 ประวัติการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (History of sea-level change study)

ในช่วงต้น ค.ศ.1920 ได้มีกลุ่มนักวิจัยซึ่งส่วนใหญ่เป็นอาจารย์ในมหาวิทยาลัยในสหรัฐ ได้แก่ Daly Fairbridge และ Teichert ได้เริ่มศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลโดยเริ่มศึกษาในพื้นที่ฝั่งตะวันตกของประเทศออสเตรเลีย ประมาณตั้งแต่ ค.ศ.1950 เป็นต้นมา นักวิจัยอีกหลายคนได้เริ่มประยุกต์เอาการกำหนดอายุโดยวิธีคาร์บอน 14 เข้ามาใช้ในการกำหนดอายุวัตถุที่เป็นหลักฐานของ ระดับน้ำทะเล ได้แก่ Emery และคณะ (ปี ค.ศ. 1954) Shepard และ Suess (ปี ค.ศ. 1956) Godwin และคณะ (ปี ค.ศ. 1958) Curray (ปี ค.ศ. 1960 และ 1961) Jelgersma และ Pannekoek (ปี ค.ศ. 1960) Shepard (ปี ค.ศ. 1960) Schofield (ปี ค.ศ. 1960) นักวิทยาศาสตร์ทั่วโลกได้หันมาศึกษาการเปลี่ยนของระดับน้ำทะเล และได้ผลในเบื้องต้นโดยสรุปว่า การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล น่าจะเป็นผลมาจากการปรับตัวของแผ่นเปลือกโลกหรือที่เรียกว่า ธรณีแปรสัณฐาน (tectonic) และการปรับระดับของพื้นที่ในแต่ละพื้นที่ (isostatic adjustments) ซึ่ง เส้นกราฟที่แสดงการเปลี่ยนระดับของน้ำทะเลในแต่ละช่วงเวลา (sea level curves) ที่ได้จะแตกต่างไปจากพื้นที่ที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงทางด้านธรณีแปรสัณฐาน แต่ภาพโดยรวมของเส้นกราฟ น่าจะเป็นไปในทำนองเดียวกันทั่วโลก (eustatic curve)

ข้อโต้เถียงของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลโดยเฉพาะหลังยุคน้ำแข็ง (Past-glacial) เริ่มขึ้นตั้งแต่ต้น ค.ศ.1960 โดย Fairbridge (ปี ค.ศ. 1961) ได้โต้เถียงว่า ระดับน้ำทะเลหลังช่วงยุคน้ำแข็งน่าจะเปลี่ยนแปลงเป็นพัก ๆ นอกจากนี้เขายังได้เสริมอีกว่า ระดับน้ำทะเลเคยท่วมขึ้นสูงสุดถึง 3.7 เมตร จากระดับน้ำทะเลปัจจุบันตั้งแต่ประมาณ 5700 ปี 4900 ปี 3700 ปี 2400 ปี 2200 ปี และต่อมาในปี 1963 Shepard ได้ออกมากล่าวว่า เขาเห็นด้วยบางจุดกับแนวความคิดของ Fairbridge โดยเฉพาะในเรื่องธรรมชาติโดยทั่ว ๆ ไปของการเปลี่ยนแปลงน้ำทะเลในช่วงปลายยุคน้ำแข็ง (Late-glacial) แต่การเปลี่ยนแปลงภายหลังยุคน้ำแข็ง (Post-glacial) เขาไม่เห็นด้วย Shepard เสนอว่า หลังจากยุคน้ำแข็ง ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ อย่างต่อเนื่องจนถึงระดับปัจจุบัน แต่เขาก็ไม่ได้ปฏิเสธทั้งหมดว่า ระดับน้ำทะเลไม่ได้ขึ้นสูงกว่าระดับปัจจุบัน อาจจะขึ้นมาสูงกว่านิดหน่อย และได้ทิ้งท้ายให้ Fairbridge คิดว่า แนวความคิดของ Fairbridge นั้นได้มาจากหลักฐานจากออสเตรเลียเท่านั้น ซึ่งก็ยังคงเป็นปริศนาที่ไม่มีข้อสรุปแน่นอน

หลังจากข้อโต้เถียงของ Fairbridge และ Shepard เริ่มต้นขึ้น บรรดาศิษย์ของทั้งสองก็ได้ออกมาโต้เถียงกันต่อ เริ่มจาก Gill (ปี ค.ศ. 1961) Morner (ปี ค.ศ. 1969) Hopley (ปี ค.ศ. 1971) Tero (ปี ค.ศ. 1973) และ Tooley (ปี ค.ศ. 1974) ซึ่งออกมาสนับสนุนแนวความคิดของ Fairbridge ในขณะที่ Bloom และ Stuiver (ปี ค.ศ. 1963) Bloom (ปี ค.ศ. 1967) Thom และคณะ (ปี ค.ศ. 1969) Hail (ปี ค.ศ. 1971) และ Kidson และ Heyworth (ปี ค.ศ. 1973) ได้ออกโรงสนับสนุนแนวความคิดของ Shepard ดังเช่น Telgersma (ปี ค.ศ. 1961) ได้เสนอทฤษฎีที่ชื่อ “standing sea level after 3,600 BP theory” มีใจความว่า ระดับน้ำทะเลได้เพิ่มขึ้นที่ระดับปัจจุบันในช่วงอายุสมัยโฮโลซีน (Holocene epoch) ตั้งแต่ 5,000 ปี ถึง 3,600 ปี

ภาพรวมของกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลหลังจาก ค.ศ. 1970 ได้จากหลากหลายบทสรุปของนักวิทยาศาสตร์หลายท่าน กราฟแต่ละเส้นมีความแตกต่างกันอย่างชัดเจน แต่ถ้ามองภาพโดยรวม ๆ จะสะท้อนให้เห็นว่าระดับน้ำทะเลได้เพิ่มขึ้นหลังยุคน้ำแข็ง แต่จะท่วมขึ้นสูงจากระดับข้างต้นเท่าใดนั้นขึ้นอยู่กับแต่ละพื้นที่ และปัจจัยที่กำหนดอีกมากมาย ความแตกต่างของกราฟในออสเตรเลียนี้ดูเหมือนจะก่อให้เกิดข้อโต้เถียงที่ดุเดือดจากที่อื่น ๆ ในปี ค.ศ. 1969 Thom และคณะ (จาก University of Sydney) ออกมากล่าวแย้งว่า เป็นไปไม่ได้ที่ระดับน้ำทะเลได้สูงกว่าระดับปัจจุบัน โดยเฉพาะในพื้นที่ทางตะวันออกของทวีป ต่อมา Gill และ Hopley ออกมาได้กลับในปี ค.ศ. 1972 ว่า มีหลักฐานที่ชัดเจนและสมบูรณ์ของระดับน้ำทะเลที่สูงขึ้นในเขตรัฐควีนส์แลนด์ (Queensland) และรัฐวิกตอเรีย (Victoria) แต่ Thom และคณะ ได้โต้กลับโดยทันทีในปีเดียวกันว่า หลักฐานเหล่านั้นไม่ชัดเจน และอาจจะมีความผิดพลาดเกิดขึ้นจากการแปลความหมายซึ่งเป็นเรื่องยากที่จะยอมรับ ข้อโต้แย้งได้ดำเนินมาอย่างต่อเนื่อง เช่น Belperic (ปี ค.ศ. 1979) ได้ให้หลักฐานเพิ่มเติมปฏิเสธว่า น้ำทะเลไม่ควรขึ้นสูงจากระดับปัจจุบัน และในปีต่อมา Hopley ก็ได้ออกมาตอบโต้อีกครั้ง

## 2.2 ภาพรวมของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลทั่วโลก (Eustasy)

องค์การความร่วมมือทางธรณีวิทยาระหว่างชาติที่เรียกว่า ICGP (International Geological Correlation Program) ได้ตั้งโครงการเพื่อการศึกษาและเปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลทั่วโลก ตัวอย่างเช่น โครงการหมายเลข 61 ที่มีชื่อโครงการว่า “การเคลื่อนที่ของระดับน้ำทะเลในช่วงระหว่างยุคน้ำแข็งยุคสุดท้าย ประมาณ 15,000 ปี” หรือ “sea-level Movements during the Last Glacial Hemicycle” (About 15,000 years) ซึ่งเริ่มค้นคว้าตั้งแต่ปี ค.ศ. 1974 ถึง 1982 ผลของการค้นคว้าวิจัยหนึ่งได้แสดงออกมาในรูปกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลโดยผู้วิจัยหลักคือ Bloom โดยพื้นที่ศึกษาจะมุ่งเน้นไปในพื้นที่ที่มีความขัดแย้งในอดีต ดังที่กล่าวในหัวข้อแรกและได้ทำการจำแนกพื้นที่ที่มีความ

เหมือนและความแตกต่างทั้งในเรื่องธรณีวิทยาโครงสร้าง สภาพธรณีแปรสัณฐาน และสภาพภูมิประเทศ โดยแบ่งพื้นที่ออกเป็นกลุ่ม ๆ และนำมาประเมินและเปรียบเทียบให้เห็นภาพการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลทั่วโลก

ระดับน้ำทะเลช่วงปลายสมัยโฮโลซีน (Late Holocene) มีความแตกต่างอย่างชัดเจนจากพื้นที่ในแถบฝั่งซีกโลกเหนือ โดย Thom และ Chappell (ปี ค.ศ. 1975) เสนอว่า ระดับน้ำทะเลได้ขึ้นมาใกล้ระดับปัจจุบันทั่วทั้งทวีปออสเตรเลีย เมื่อ 6,000 ปีที่ผ่านมา ซึ่งแตกต่างจากทวีปอเมริกาเหนือและยุโรป ที่ระดับน้ำทะเลได้ขึ้นมาถึงระดับปัจจุบัน หลังจาก 3,700 ปี (เสนอโดย Coleman และ Smith ปี ค.ศ. 1964 Momer ปี ค.ศ. 1969 และ Tooley ปี ค.ศ. 1974) Thom และ Chappell ศึกษาในออสเตรเลียภายใต้สมมติฐานที่ว่า ไม่มีการเคลื่อนตัวอันเนื่องมาจากธรณีแปรสัณฐาน (Plate Tectonic) ในช่วงยุคควาเทอร์นารี และได้กล่าวเสริมว่า ปัจจัยสำคัญที่เป็นสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในช่วงสมัยโฮโลซีน คือ การปรับตัวอันเนื่องมาจากน้ำแข็งละลายในแต่ละพื้นที่ (glacio-isostasy)

Bloom ได้ศึกษาความสัมพันธ์ของการเปลี่ยนแปลงพื้นผิวโลกกับระดับน้ำทะเลโดยให้แนวคิดที่ว่า พื้นสมุทรจะมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากน้ำหนักที่เพิ่มขึ้นของน้ำทะเลหลังจากน้ำแข็งละลาย ทำให้ระดับน้ำทะเลท่วมขึ้น อีกท่านหนึ่งที่ได้เสนอแนวคิดใหม่ ๆ ที่น่าสนใจอย่างยิ่งคือ Walcot (ปี ค.ศ. 1972) ได้กล่าวว่า หลักฐานต่าง ๆ ที่บ่งบอกการท่วมขึ้นมาของระดับน้ำทะเลสัมพัทธ์ หลังจากน้ำแข็งละลาย (6,000 ปี เป็นต้นมา) ได้มาจากพื้นที่ที่มีการยุบตัวของแผ่นดิน ซึ่งสัมพันธ์กับการเกิดขึ้นอีกครั้งหนึ่งของยุคน้ำแข็ง (glacial rebound) ในพื้นที่ที่มักเรียกว่า “forebulg” ในขณะที่หลักฐานของการลดลงของระดับน้ำทะเลมาจากชายฝั่งทะเลที่ย้ายตัวจากพื้นที่ที่เกิดยุคน้ำแข็ง

Chappell (ปี ค.ศ. 1974) ได้กล่าวถึง “hydro-isostasy” หรือการเปลี่ยนระดับน้ำในแต่ละพื้นที่ไว้อย่างน่าสนใจว่า การเปลี่ยนแปลงรูปร่างของโลกทำให้ขนาดของการท่วมขึ้นมาของระดับน้ำทะเลอันเนื่องมาจากน้ำแข็งละลายทั่วโลก (glacio-eustatic transgression) เกิดขึ้นรอบโลก และเขาได้แย้งว่า การเปลี่ยนแปลงของแอ่งทวีป และขอบเขตของแอ่งที่เกิดในช่วงยุคควาเทอร์นารี (Quaternary) สามารถอธิบายความแตกต่างเป็นบริเวณกว้างของระดับน้ำทะเลที่เกิดขึ้นหลังยุคน้ำแข็งได้

### 2.3 พื้นผิวโลกที่ไม่ราบเรียบ (Geoidal Eustasy)

เป็นที่ยอมรับกันทั่วไปว่า ระดับน้ำทะเลปานกลางที่ใช้ในการสร้างกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลนั้น อยู่ที่ระดับ 0 เป็นแนวเส้นขนาน ซึ่งในทางในความเป็นจริงแล้ว ระดับน้ำทะเลเฉลี่ย โดยเฉพาะในมหาสมุทรแอตแลนติก มีการเปลี่ยนแปลงขึ้นถึง 1.5 เมตร (Defant ปี ค.ศ. 1941) ฉะนั้นจึง

เป็นที่น่าติดตามว่า ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean Sea Level) จะอยู่ที่ระดับเท่าใด และอะไรที่ใช้เป็นตัวควบคุมค่าระดับน้ำทะเลปานกลางนี้

Morner ได้อธิบายให้เห็นภาพที่แท้จริงของพื้นผิวมหาสมุทร (the real ocean surface หรือ the geodetic sea level หรือ the equipotential surface of the geoid) ว่าไม่ได้ราบเรียบอย่างที่คิด แต่ค่อนข้างจะมีการเปลี่ยนแปลงขึ้น ๆ ลง ๆ แปรผันตามค่าแรงโน้มถ่วงของโลก ซึ่งไม่เกี่ยวข้องกับความไม่อยู่ตัวของธรณีแปรสัณฐาน (plate tectonic) หรือการเปลี่ยนแปลงเฉพาะพื้นที่ (isostasy) ซึ่งจากแนวคิดนี้เองที่เป็นที่มาของคำว่า “geoidal eustasy”

## 2.4 ค่าความผิดพลาด (Errors) ของการศึกษาระดับน้ำทะเล

### 1. ความคลาดเคลื่อนของข้อมูลในการนำข้อมูลมาลงในกราฟแสดงการเปลี่ยนระดับน้ำทะเล มาจากมาตรฐานของการกำหนดค่าหมุดหลัก (datum)

ค่าหมุดหลักระดับน้ำทะเล (sea level datum) ได้จากการปรับค่าระดับน้ำทะเลจากสถานีวัดที่เป็นสากล ส่วนค่าระดับน้ำทะเลปานกลางในแต่ละพื้นที่ (local mean sea level) จะได้จากการปรับค่าระดับน้ำทะเลจากสถานีวัดระดับน้ำขึ้นน้ำลงในแต่ละพื้นที่โดยเปรียบเทียบกับสถานีวัดระดับสากลที่เมืองลิเวอร์พูล ที่สร้างขึ้นในปี ค.ศ. 1844 สำหรับค่าหมุดหลักต่อมา ชื่อว่า Second Geodetic Levelling Newlyn datum ได้จากค่าน้ำขึ้นน้ำลงจากเมือง Newlyn ในรัฐ Cornwall ระหว่างปี ค.ศ. 1915 และ 1921 สำหรับหมุดหลักเปรียบเทียบหลักที่สาม (Third Geodetic Levelling) ได้จากค่าความแตกต่างของการใช้ค่าหมุดหลักมาตรฐาน (Datum) ทำให้เกิดความแตกต่างของค่าความสูงอย่างชัดเจน เห็นได้ชัดจากความแตกต่างของกราฟในออสเตรเลีย โดย Fairbridge ใช้ค่า Mean Low Water of Spring Tides (MLWST) เป็นหมุดหลัก ในขณะที่คนอื่น ๆ ใช้ระดับน้ำทะเลปานกลาง (Mean Sea Level; MSL), ค่าเฉลี่ยระดับขึ้นลง (Mean Tide Level; MTL) หรือใช้ค่าอื่นๆ เช่น high water of neap tides, high water of spring tides และอื่น ๆ เป็นการกำหนด datum ซึ่งหากใช้ค่าใดค่าหนึ่งก็ควรจะใช้ค่าระดับเดิมในการคำนวณหรือวัดระดับน้ำทะเล

### 2. ค่าความผิดพลาดจากการเลือกใช้ตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (sea level indicators)

การเลือกใช้ตัวบ่งชี้ (indicator) เป็นสิ่งสำคัญที่อาจจะทำให้เกิดความผิดพลาดของข้อมูลได้ Pirazzoli (ปี ค.ศ. 1992) กล่าวว่า ลักษณะที่เกิดจากการกัดเซาะชายฝั่ง เช่น ที่ราบตะกัก (shore platforms) หรือรอยเว้าในหิน (notches) บางครั้งไม่สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้ได้ แม้กระทั่งตะกอนจากทะเลที่สะสมตั้งแต่ชายฝั่งเข้ามายังชายหาด หรือพวกที่เป็นตะกอนทรายทะเล (sand beach) ก็ต้องใช้

ความระมัดระวังเป็นพิเศษในการแปลความหมาย นอกจากนี้ยังต้องใช้ความรอบคอบเป็นพิเศษในการที่จะใช้ซากสิ่งมีชีวิต เช่น หอยทะเล (marine shells) หรือพวกที่โดนพัดพามา (transport debris) ในการนำมาหาอายุโดยคาร์บอน 14

หลักฐานหนึ่งที่สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้ได้อย่างแน่นอน คือ พวกอินทรีย์วัตถุ (organic matters) ที่เหลืออยู่ในตำแหน่งขณะที่มีชีวิต (growth position) ซึ่งจะบอกความสัมพันธ์กับระดับน้ำทะเลหรือกับระดับน้ำใต้ดิน ตัวอย่างเช่น Laborel และ Delibrias (ปี ค.ศ. 1976) และ Laborel (ปี ค.ศ. 1979) ได้สรุปว่า สิ่งมีชีวิตที่อยู่ในทะเล โดยเฉพาะพวกเพรียง (Vermittids) สามารถเป็น ตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลที่ดีได้

### 3. ค่าความผิดพลาดจากการกำหนดอายุ (Dating errors)

ค่าความผิดพลาดอาจเกิดจากความหลากหลายรูปการของสารปนเปื้อน (contamination) ในตัวอย่างที่จะนำมาหาอายุโดยวิธีทางวิทยาศาสตร์ ทั้งที่มาจากธรรมชาติ และจากห้องปฏิบัติการ ซึ่งยืนยันได้เป็นอย่างดีชัดเจน จากผลการเปรียบเทียบหาอายุโดยคาร์บอน 14 อายุที่ได้จากการนับวงปี (ศึกษาโดย Suess ปี ค.ศ. 1970, ค.ศ. 1980) อย่างไรก็ตาม ค่าความผิดพลาดจากการกำหนดอายุทางวิทยาศาสตร์จะมีค่าที่ยอมรับได้ โดยปกติจะมีค่าความผิดพลาดไม่เกิน 10 เปอร์เซ็นต์

### 4. ค่าความผิดพลาดจากการใส่ข้อมูล (error of plotting sea-level data)

ในการนำเข้าสู่ข้อมูลในการพล็อตกราฟควรจะต้องเลือกข้อมูลที่คัดสรรแล้วดีที่สุดที่เรียกว่า “high quality” เพื่อลดค่าความผิดพลาดให้เหลือน้อยที่สุด และในการพล็อตควรจะใช้ค่าความผิดพลาดเป็นรูปเหลี่ยม (error box) ด้วย ซึ่งโดยปกติ แขนงนี้จะแทนค่าความผิดพลาดจากการอ่านค่าระดับความสูง ส่วนแกนนอนจะเป็นการแสดงค่าความผิดพลาดจากการอ่านค่าอายุ ดังตัวอย่างที่พล็อตโดย Devoy (ปี ค.ศ. 1982) และพล็อตค่าความผิดพลาดเป็นวง (equal area) โดย Warner (ปี ค.ศ. 1975) หรือที่เรียกว่า “error ellipses” โดย Heyworth และ Kidson (ปี ค.ศ. 1982) การแสดงค่าความผิดพลาดของข้อมูลจะเป็นการเพิ่มความน่าเชื่อถือและผู้อื่นสามารถปรับใช้ข้อมูลได้อย่างแม่นยำมากขึ้น

### 5. ค่าความผิดพลาดจากการแปลความหมาย (error of interpretation)

ตั้งแต่ปี ค.ศ. 1950 เป็นต้นมา ได้เกิดความแตกต่างของการวิเคราะห์การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลโดยสามารถสรุปความแตกต่างของการแปลความหมายจากเส้นกราฟแสดงระดับน้ำทะเล (sea level curves) ได้ดังต่อไปนี้ คือ เส้นกราฟส่วนใหญ่จะแสดงระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นเป็นเส้นเรียบหรือขึ้นๆลงๆเล็กน้อย (Smooth หรือ Spasmodic rise)

เส้นกราฟที่ได้จากการแปลความหมายจากหลักฐานการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในสมัยโฮโลซีน (Holocene sea level change) ที่อยู่ต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปัจจุบัน ทั้งที่จมอยู่ใต้ระดับน้ำทะเลปัจจุบัน และหลักฐานที่อยู่ในชั้นตะกอนในบริเวณปากแม่น้ำ แต่ความสูงสัมพัทธ์ต่ำกว่าระดับน้ำทะเลปัจจุบัน ซึ่งหลักฐานที่ทำให้ได้กราฟซึ่งมาจากพื้นที่ที่มีจะมีปัจจัยท้องถิ่นเป็นตัวควบคุมความแตกต่างของระดับน้ำทะเล หรือที่เรียกว่าการเกิด isostatic rebound เช่นใน กลุ่มประเทศแถบสแกนดิเนเวีย (Scandinavia) (อ้างถึงการศึกษาก่อนของ Mörner ปี ค.ศ. 1969, ค.ศ. 1979) ใน Canada Shield (Hillaire-Marcel และ Fairbridge ปี ค.ศ. 1978) หรือในพื้นที่ที่มีธรณีแปรสัณฐาน ทำให้เกิดการเคลื่อนตัวในแนวดิ่ง ดังเช่นใน Pacific island arc (Pirazzoli ปี ค.ศ. 1978, Ota และคณะ ปี ค.ศ. 1981) หรือในเขต Sunda Shelf (Bloom และคณะปี ค.ศ. 1974) แม้ว่าพวกแนวสันทราย (beach ridge) และพวกลานตะพักขั้นบันได (terrace staircases) จะสัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลและสามารถใช้ค่าความสูงหรือความลึกของชั้นตะกอนทะเลมาพล็อตกราฟได้ แต่อย่างไรก็ตาม การพล็อตกราฟส่วนใหญ่อยู่บนพื้นฐานของการประมาณค่าการเคลื่อนตัวของแผ่นทวีป (crustal movement) (ในปัจจุบัน Lambeck และคณะ ได้พยายามคำนวณอัตราการทรุดตัวและอัตราการเคลื่อนตัวของแผ่นทวีปได้ผลเป็นอย่างดี) หลักฐานจากชั้นตะกอนที่ใช้ในการกำหนดการเคลื่อนตัวของแผ่นทวีปก็มักจะตีความผิดได้ง่าย ซึ่งปัจจุบันได้มีการโต้เถียงว่าควรจะใช้หลักฐานพวกนี้ได้หรือไม่ บ่อยครั้งที่พบตะกอนจากบนบกสลับอยู่กับตะกอนทะเล โดยเฉพาะชั้นตะกอนที่อยู่ชั้นบน ๆ ซึ่งเป็นตัวบ่งชี้ว่ามีน้ำขึ้น ๆ ลง ๆ ของระดับน้ำทะเลระหว่างรอยต่อของชายฝั่งกับแผ่นดิน และน้ำทะเลได้ท่วมขึ้นหรือถอยร่นบนที่ราบชายฝั่งนั้น นักวิจัยหลาย ๆ ท่าน อาทิเช่น Tooley (ปี ค.ศ. 1974, ค.ศ. 1978b, ค.ศ. 1979) สรุปว่าการท่วมขึ้นและถอยร่นของชายฝั่งเป็นผลมาจากการเพิ่มขึ้นและลดลงของระดับน้ำทะเล ในขณะที่อีกหลาย ๆ ท่าน อาทิเช่น Kidson และ Heyworth (ปี ค.ศ. 1973, ค.ศ. 1976) แย้งว่า Kidson และ Heyworth แปลความหมายง่ายเกินไป พวกเขาอ้างเสนอว่า น้ำทะเลสูงขึ้นแล้วมักจะมีการสะสมตัวของตะกอน (sedimentation) ควบคู่กันไป และยังได้แนะนำว่า ในขณะที่ระดับน้ำทะเลเพิ่มขึ้นอย่างช้า ๆ นั้น ในช่วงปลายสมัยโฮโลซีน ระดับน้ำทะเลน่าจะลดต่ำลงหรือเกินกว่าอัตราการสะสมตัวของตะกอน การสลับกันของชั้นตะกอนเดิมที่เป็นพวกตะกอนเม็ดทราย กับชั้นตะกอนใหม่พวกซากพืชหรือซากสัตว์ สามารถเกิดขึ้นได้โดยไม่จำเป็นว่าน้ำทะเลจะต้องลดลง

Streif (ปี ค.ศ. 1978) แนะนำว่า "Pen pert" มักจะใช้เป็นตัวบอกว่าเกิดขึ้นในขณะที่น้ำทะเลถอยร่นและมักพบบนชั้นตะกอนทะเลหรือตะกอนน้ำกร่อย จริง ๆ แล้วไม่สามารถใช้บอก การถอยร่นของระดับน้ำทะเลได้อย่างแท้จริง เขากล่าวว่า อัตราการสูงขึ้นอย่างช้า ๆ ของน้ำทะเลดูเหมือนว่า น่าจะเป็นสภาพที่เหมาะสมสำหรับการสะสมตัวของชั้นตะกอนที่มีซากพืชอยู่

จะเห็นว่า ลักษณะของกราฟที่ได้ทั้งราบเรียบและขึ้น ๆ ลง ๆ (spasmodic) ยังคงปรากฏให้เห็นในปัจจุบัน อย่างไรก็ตาม ไม่มีผู้รู้จริงหรือหลักฐานที่ชัดเจนจริง ๆ ที่จะบอกว่าเส้นกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลจะมีลักษณะเป็นอย่างไรอย่างใดอย่างหนึ่งโดยเฉพาะหรือตายตัว แต่จะเห็นว่าทุก ๆ พื้นที่ศึกษาจะไม่อยู่ในสถานะที่มีความเสถียรทางธรณีวิทยาหรือธรณีแปรสัณฐานทั้งหมด และการตีความจากชั้นตะกอนก็สามารถทำได้ในหลาย ๆ แนวทาง

## 2.5 ระดับน้ำทะเลสูงสุดในช่วงปลายสมัยโฮโลซีน (Late Holocene high stands)

ในช่วงปลายสมัยโฮโลซีน ได้มีหลักฐานที่บ่งบอกถึงการท่วมขึ้นมาจากระดับน้ำทะเลในหลายพื้นที่ทั่วโลก และเส้นกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้ถูกสร้างออกมาเพื่อบ่งบอกถึงการขึ้น ๆ ลง ๆ ของระดับน้ำทะเล โดยส่วนใหญ่จะอยู่บนพื้นฐานของการตีความจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลทั่วโลก (Global eustatic sea-level change) โดยสามารถแยกเป็นสมมติฐานได้ง่าย ๆ 2 ข้อในแต่ละพื้นที่ คือ พื้นที่ที่

1. สมมติว่าไม่มีการเคลื่อนตัวของแผ่นทวีปหรือธรณีแปรสัณฐาน ซึ่งอาจมาจากแผ่นทวีป แผ่นสมุทร หรือแผ่นจุลทวีป อย่างใดอย่างหนึ่ง ไม่สามารถอธิบายได้ชัดเจน ตัวอย่างเช่นในออสเตรเลีย และมาเลเซีย
2. สมมติว่าเป็นพื้นที่ที่การเปลี่ยนแปลงปริมาตรของน้ำแข็งขั้วโลกส่งผลต่อพื้นที่นั้น

การตีความว่าระดับน้ำทะเลได้ขึ้นมาสูงสุดที่ระดับความสูงเท่าใดนั้น ได้ใช้สมมติฐานของพื้นที่ทั้ง 2 ข้อที่กล่าวไปแล้วเป็นหลัก ตัวอย่างเช่น ในมาเลเซีย Tjia และคณะ (ปี ค.ศ. 1976) และ Tjia (ปี ค.ศ. 1977) ได้สรุปว่าน้ำทะเลได้ขึ้นสูงถึง 4 ครั้ง โดยการแปลความหมายได้สมมติว่า ธรณีแปรสัณฐานในพื้นที่ไม่มีเกิดขึ้นตั้งแต่ในช่วงปลายยุคควาเทอร์นารี และได้ใช้ระดับพื้นฐาน (datum) คือ ระดับน้ำขึ้นสูงสุดปัจจุบัน (present high tide level) ส่วนในพื้นที่ที่คาดว่าจะมีธรณีแปรสัณฐานยุคใหม่ที่จะมีผลต่อระดับสูงสุดของน้ำทะเล เช่น ในประเทศแถบสแกนดิเนเวีย เส้นกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลที่ได้จะดูเหมือนได้ระดับที่สูงเกินความจริง

## 2.6 ตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (Sea level indicators)

ตัวบ่งชี้หรือหลักฐานที่ใช้บอกถึงการเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นหรือลดลงของระดับน้ำทะเลมีมากมาย บางชนิดสามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้ที่ชัดเจนในขณะที่บางชนิดต้องใช้ความระมัดระวังเป็นพิเศษ หากจะนำมาใช้เป็นตัวบ่งชี้ของการเปลี่ยนแปลงนี้ คำถามที่ควรจะต้องตั้งไว้ก่อนทำการสำรวจภาคสนาม มีดังต่อไปนี้

1. อะไรเป็นตัวบอกความสัมพันธ์ระหว่างการสะสมตัวของตะกอนและธรณีสัณฐาน
2. ที่ระดับความสูงจากระดับน้ำทะเลปานกลาง (mean sea level) เท่าใด ที่พบหลักฐานเหล่านั้น และใช้มาตรฐานอะไรในการวัดระดับน้ำทะเลปัจจุบัน
3. ความสัมพันธ์ระหว่างอายุของตะกอนกับธรณีสัณฐานเป็นอย่างไร
4. สามารถคำนวณค่าความต่างระดับของตะกอนหรือตัวบ่งชี้จากระดับน้ำทะเลปัจจุบันได้อย่างไร
5. จะใช้อะไรในการกำหนดระดับน้ำทะเลในอดีต เช่น โครงสร้างทางตะกอนวิทยา หรือชีววิทยา

## 2.7 ระดับน้ำทะเลปัจจุบัน (Present sea level)

ความแตกต่างของระดับน้ำทะเลในปัจจุบันทั่วโลก เกิดขึ้นจากปัจจัยหลายประการ ดังเช่น ความแตกต่างของแรงโน้มถ่วงโลก (earth's gravity) ความแตกต่างของฤดูกาล (seasonal differences) เป็นต้น ในการอ้างอิงถึงจุดอ้างอิงของระดับน้ำทะเล (sea level datum) ในแต่ละพื้นที่จึงมีความแตกต่างกัน แต่สิ่งที่จำเป็นในการกำหนดจุดอ้างอิง (datum) คือ ควรจะกำหนดตำแหน่งที่แน่นอนและเป็นสากลในการอ่านค่า น้ำขึ้นน้ำลง (tidal range) บางพื้นที่อาจใช้ค่าเฉลี่ยระดับน้ำขึ้นน้ำลง (mean tide level) อย่างไรก็ตาม ในประเทศไทยของเราใช้จุดอ้างอิงของระดับน้ำทะเลที่บริเวณเกาะหลัก จังหวัดประจวบคีรีขันธ์

## 2.8 การกำหนดระดับน้ำทะเลในอดีต (Determination of palaeo-sea level)

ในช่วงต้นของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล ผู้วิจัยส่วนใหญ่ได้ใช้ลักษณะทางกายภาพ (physical characteristics) ของชั้นตะกอนหรือธรณีสัณฐานในการบอกความลึกของระดับน้ำในขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอน ต่อมาได้มีการใช้ตัวบ่งชี้ทางชีวภาพ (biological indicators) ในภายหลังพบว่าควรจะต้องใช้ทั้งลักษณะปรากฏทางกายภาพ (Lithofacies) และลักษณะปรากฏทางชีวภาพ (biofacies)

การกำหนดระดับน้ำทะเลในอดีตในเบื้องต้นนี้พบว่า จะต้องกำหนดค่าขอบเขตสูงสุดที่ระดับน้ำทะเลเคยท่วมถึง (marine limit หรือ highest shoreline) ขึ้นมาก่อนโดยใช้แทนแนวชายฝั่งที่น้ำ

ทะเลท่วมขึ้นสูงที่สุด ซึ่งปกติจะมีแค่ระดับเดียว ในปัจจุบันมักใช้คำว่า “highstand” ในพื้นที่หลาย ๆ แห่ง โดยที่ระดับขอบเขตสูงสุดที่น้ำทะเลเคยท่วมถึงจะถูกกำหนดโดยตัวบ่งชี้ต่าง ๆ ต่อไปนี้

1. ระดับสุดท้ายที่มีการสะสมตัวอย่างต่อเนื่องของตะกอนบก  
(The lower limit of continuous terrestrial deposition)
2. ระดับสูงสุดที่หินรองรับเกิดการชะล้างจากคลื่นทะเล  
(The upper limit of wave-washed bedrock)
3. ระดับสูงสุดที่พบการสะสมตัวของตะกอนชายฝั่ง เช่น แนวสันทราย  
(The upper limit of shore deposits-beach ridges)
4. ระดับสูงสุดที่พบซากบรรพชีวินที่เกิดในทะเลขณะที่มีชีวิตอยู่  
(The upper limit of in-situ marine fossils)

จะเห็นว่าระดับขอบเขตสูงสุดที่น้ำทะเลเคยท่วมถึงนี้สามารถนำมาประยุกต์ใช้ได้กับพื้นที่อื่น ๆ โดยเฉพาะตัวบ่งชี้ในข้อ 2 ถึง 4 อย่างไรก็ตาม สามารถกำหนดขอบเขตสูงสุดที่น้ำทะเลเคยท่วมถึงในสมัยโฮโลซีนได้จากการหายไปของทางน้ำจากพื้นผิวของดินดอนสามเหลี่ยม และบ่อยครั้งที่ใช้แนวสันทราย (beach ridges) เป็นแนวแบ่งแนวชายฝั่งเดิม

ในการวัดค่าระดับของพื้นที่หลังจากที่ได้กำหนดจุดที่เป็นแนวชายฝั่งโบราณแล้ว (Palaeo sea level points) ควรจะใช้อุปกรณ์ที่มาตรฐาน เช่น กล้องวัดระดับที่มีรายละเอียดสูง ซึ่งจะให้ค่าความผิดพลาดน้อยมาก การประมาณค่าระดับจากแผนที่ก็เป็นอีกวิธีที่นักวิจัยทั่วไปใช้ในการประมาณค่าระดับ แต่เป็นวิธีที่มีโอกาสที่จะได้ค่าความผิดพลาดสูงมากเกินไป ซึ่งจะทำให้การแปลความหมายโดยเฉพาะการสร้างเส้นกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล (sea level curves) มีความยากลำบากมากขึ้น

ในการใช้ตะกอนและธรณีสัณฐานที่จะกำหนดแนวขอบเขตสูงสุดที่น้ำทะเลเคยท่วมถึง มีข้อควรระวังว่า ตะกอนอาจจะมีการสะสมตัวใหม่ (reworked) ในขณะที่ระดับน้ำทะเลลดลงหรือมีการถอยร่นของชายฝั่งทะเลโบราณ โดยเฉพาะในพื้นที่ที่มีอัตราการสะสมตัวของตะกอนสูง เช่น ในที่ราบภาคกลางของประเทศไทย นักวิจัยหลายๆท่านได้ใช้พื้นผิวปลายสุดของดินดอนสามเหลี่ยม (lower delta surfaces) หรือ แนวสันทราย (beach ridges) หรือ ลานตะพักที่เกิดจากการกระทำของคลื่นทะเล (marine terrace) เป็นตัวกำหนดขอบเขต โดยบางครั้งอาจพบเส้นแนวที่แสดงช่วงเวลาที่มีการสะสมตัวของตะกอนชนิดเดียวกัน ในขณะที่กระบวนการเกิดชายฝั่งได้ทำให้เกิดตะกอนหรือธรณีสัณฐาน ที่เรียกว่า “Strandline” ซึ่งบางครั้งหลงเหลืออยู่ในปัจจุบัน เช่น บริเวณอำเภอขลุง จังหวัดจันทบุรี (Choowong ปี ค.ศ. 2002)

การประยุกต์ใช้ธรณีฟิสิกส์โดยเฉพาะการใช้คลื่นไหวสะเทือน (seismic wave) เข้ามาศึกษาชั้นตะกอนชายฝั่ง (offshore sediments) ก็เป็นอีกประเด็นหนึ่งที่จะทำให้สามารถมองเห็นภาพตัดขวางได้เป็นอย่างดี ในปัจจุบันการประยุกต์ใช้คลื่นไหวสะเทือนในการทำการลำดับชั้นตะกอน (seismic stratigraphy) บวกกับการกำหนดอายุตะกอนหรือซากบรรพชีวินโดยการวัดรังสีคาร์บอน (radiocarbon dating) จะช่วยให้ความถูกต้องของภาพตัดขวางมีมากขึ้น

นอกจากนี้ในบางพื้นที่สามารถใช้ลักษณะปรากฏทางชีวภาพ (biofacies) เป็นตัวกำหนด ขอบเขตของแนวชายฝั่งโบราณได้ เช่น ใช้ซากบรรพชีวินที่เกิดขึ้นและ โดยเฉพาะพวกไดอะตอม และฟอสเฟอไรต์ เป็นดัชนี ซึ่งพบว่า ระดับของการสะสมตัวที่ถูกต้องจะต้องได้จากตัวอย่างที่สะสมตัว ณ ที่เดิม (in situ) หรือซากบรรพชีวินที่ตายในขณะที่มีชีวิต (living position) ณ ตำแหน่งนั้น

## 2.9 หลักฐานทางกายภาพและชีวภาพที่บ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของน้ำทะเลในอดีตทั่วโลก (Physical and biological indicators of global sea-level changes)

### 1. แนวสันดอนทราย (Coastal barrier sands)

ในขณะที่สันดอนทรายเกิด โดยเฉพาะในขณะมีการถอยร่นของระดับน้ำทะเล (regression) จะทำให้ตะกอนเกิดการสะสมตัวจากชายฝั่งเดิมในทิศทางสู่ชายฝั่งปัจจุบัน (progradation) ลักษณะเด่นของตะกอนที่จะพบเสมอในลำดับชั้นตะกอนสันดอนทราย คือ การสลับกันของชั้นตะกอนเอียงเท (seaward-inclined cross-bedding) และมักจะพบร่วมกับพวยกรอยริ้วคลื่นเล็กๆ (small-scale ripples) และพวกตะกอนดินเหนียวที่พบเป็นลักษณะรูปลิ้ม (clay drapes) ซึ่งสะสมตัวแอ่งระหว่างแนวสันดอนทราย พวกตะกอนดินเหนียวรูปลิ้มนี้ มักจะบ่งชี้ถึงการสะสมตัวเหนือระดับน้ำทะเลขึ้นสูงสุด อย่างไรก็ตาม แนวชั้นตะกอนเอียงเทขนาดใหญ่ (mega cross-bedding) ก็อาจเกิดขึ้นได้ถึงระดับ spring tide level ขณะที่บางครั้งอาจพบเหนือระดับน้ำทะเลปานกลางได้

#### ข้อควรพิจารณาและระวังในการใช้แนวสันดอนทรายเป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล

1. บางครั้งพวกเศษเปลือกหอย (shell fragments) หรือร่องรอยการขุดรูจากสิ่งมีชีวิต (burrows) อาจจะต้องใช้ความระมัดระวังเป็นพิเศษเพราะอาจจะเป็นเศษเปลือกหอยที่สะสมตัวในยุคปัจจุบัน
2. ไม่ควรละเลยที่จะศึกษาการอัดตัวของตะกอน (compaction) โดยเฉพาะแนวสันดอนทราย มักจะวางตัวอยู่บนตะกอนน้ำกร่อยหรือตะกอนปากแม่น้ำ ซึ่งเมื่อเกิดการอัดตัวขึ้นเนื่องมาจากน้ำหนักของแนวสันดอนทรายจะทำให้ระดับตะกอนปากแม่น้ำต่ำลงได้

3. ขณะที่ขุดเจาะตัวอย่าง ควรจะระมัดระวังเรื่องการเรียงลำดับตัวอย่าง ซึ่งตัวอย่างที่ได้อาจจะวางเรียงไม่ถูกต้องตามลำดับของการเกิดจริงในธรรมชาติ จะทำให้แปลความหมายผิดได้
4. ควรให้ความสำคัญในเรื่องของระดับความลึกของโครงสร้างตะกอนด้วย โดยเฉพาะโครงสร้างที่มักจะพบชั้นการสะสมตัวของแนวสันดอนทรายอาจจะเป็นตัวบ่งชี้ว่ามีการสะสมตัวเหนือระดับน้ำ เช่น พวกแนวริ้วคลื่นเชื่อมประสาน (adhesional ripples) หรือแม้แต่พวกที่เป็นตัวบ่งชี้การท่วมขึ้นมาจากระดับทะเล เช่น ร่องรอยการขุดรูของสิ่งมีชีวิต (marine burrows) หรือ พวกเปลือกหอย (shell fragments)
5. ในการเลือกตัวอย่างจากบรรพชีวินมาศึกษาโดยเฉพาะพวกเปลือกหอยจะต้องไม่ใช่เปลือกหอยที่เหลืผาเดียว เพราะพวกนี้อาจจะถูกพัฒนาสะสมตัวใหม่ (reworked) มาจากพวกสันทรายเดิมที่เก่ากว่า ฉะนั้น ควรใช้หอยที่มีฝาครบทั้ง 2 ฝาและมีจำนวนมากพอที่จะทำให้แน่ใจได้ว่า เป็นการสะสมตัวในขณะที่มีชีวิตอยู่ และไม่ควรรใช้ตัวอย่างเดียว ในแต่ละชั้นตะกอนในการกำหนดอายุ ถ้าสามารถเก็บตัวอย่างเป็นลำดับชั้นได้จะทำให้มีความถูกต้องมากขึ้น

## 2. หอยทะเล (Marine molluscs)

การศึกษาถึงชนิดและสายพันธุ์ของหอยทะเล จะสามารถใช้กำหนดอายุก่อนที่จะมีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลได้ แต่เฉพาะในบางกลุ่ม (group หรือ assemblages) หอยทะเลสามารถใช้จำแนกสภาวะแวดล้อมในขณะที่มันมีชีวิตได้ว่าอยู่ในระดับดินหรือลึกจากระดับน้ำทะเลได้ แต่ก็มีข้อควรระวังในเรื่องของถูกนำมาสะสมตัวใหม่ และการพัฒนาด้วย

อย่างไรก็ตาม การศึกษาชนิดของหอยทะเลอย่างละเอียดถึงสายพันธุ์ และการเทียบเคียงกับการศึกษาเก่าในพื้นที่ชายฝั่งอื่นๆ ทั่วโลก จะสามารถบ่งบอกถึงความแตกต่างในเรื่องของเขตอากาศซึ่งจะทำให้ชนิดของหอยทะเลเปลี่ยนแปลงได้ เช่น ในเขตอากาศอบอุ่น สามารถพบ epifauna species มากมาย ตัวอย่างของชนิดหอยทะเลที่ใช้ในการเทียบเคียงทั่วโลก เช่น ตัวอย่างที่ได้จากการศึกษาของ Parker (ปี ค.ศ. 1956) ในพวกกลุ่มสัตว์ไม่มีกระดูกสันหลังขนาดใหญ่ (macro-invertebrate assemblages) จากบริเวณปากแม่น้ำมิสซิสซิปปี (Mississippi Delta) สหรัฐอเมริกา โดยได้สรุปความสัมพันธ์ระหว่างสภาวะแวดล้อมในขณะที่กลุ่มหอยทะเลอาศัยไว้ดังนี้

1. บริเวณปากแม่น้ำและดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำ มักพบ *Neritina veclivata*, *Littorina irrorate*

2. บริเวณตอนปลายของดินดอนสามเหลี่ยมปากแม่น้ำ มักพบ *Rangia cuneata*, *R. flernosa*, *Macerna mitchelli*, *M. tageliformis* และ *Littoridina sphinotostoma*
  3. บริเวณที่ลุ่มน้ำจืดหลังสันดอนทราย มักพบ *Donax*, *Terebra cinerea*, *Olivella*
  4. บริเวณที่ความชันและความลึกของพื้นทะเลเพิ่มขึ้น มักพบ *Dinocardium*, *Atrina*, *Aequipecten*, *Callocardia*
3. ชายหาดกรวดหิน (Beach rock)

เป็นที่ยอมรับโดยทั่วไปว่าชายหาดที่เป็นหิน (beach rock) จะเกิดในช่วงที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำขึ้น-น้ำลง (intertidal zone) อย่างไรก็ตามการศึกษาในอดีตยังระบุได้ไม่แน่นอนว่าขอบเขตสูงสุดของชายหาดที่สัมพันธ์กับระดับน้ำขึ้น-น้ำลงนั้นอยู่ที่ใด ปัญหาที่ควรระวังก็คือ การที่จะหาอายุของชายหาดกรวดหินโดยใช้หลักฐานพวกซากชีวิตที่ปะปนอยู่อาจจะทำให้ได้อายุมากที่สุดของการสะสมตัว แต่การหาอายุโดยใช้ตัวเชื่อมประสานจะได้อายุน้อยที่สุดของการสะสมตัว

ตัวเชื่อมประสาน (cementation) ของตะกอนสันทรายที่เกิดขึ้นในบริเวณระหว่างน้ำขึ้น-น้ำลง อาจจะสามารถบอกได้ว่าการสะสมตัวภายในสันทราย หรือด้านหลังของแนวสันทราย ปัจจุบัน โดยสังเกตจากความหนาของชั้นเชื่อมประสานซึ่งจะขึ้นอยู่กับช่วงระดับของน้ำขึ้น-น้ำลง (tidal range) โดยส่วนใหญ่ตะกอนสันทรายจะเกิดในระดับ Mean High Water Spring (MHWS) ในขณะที่ ระดับต่ำสุดของการเชื่อมประสานจะแสดงเป็นแนวราบเรียบและสามารถใช้ประมาณค่า Mean High Water Spring (MHWS) ในอดีตได้

ชนิดของตัวเชื่อมประสานของชายหาดกรวดหินยังมีการถกเถียงกันอยู่ในกลุ่มนักวิจัย โดยทั่วไป โดยเฉพาะตัวเชื่อมประสานที่เป็นพวกแร่แคลไซต์ อาราโกไนต์ (aragonite) หรือพวกที่เป็นแมกนีเซียมแคลไซต์ โดยนักวิจัยบางท่าน ได้สรุปว่า อาราโกไนต์ สามารถเปลี่ยนเป็นแคลไซต์ และเป็น amorphous แคลเซียมคาร์บอเนต เมื่อเวลาเปลี่ยนไป ในขณะที่นักวิจัยบางท่าน ได้นำเสนอว่า พวกแมกนีเซียมแคลไซต์ อาจจะบอกว่าเป็นผลที่ได้จากการเปลี่ยนสภาพจากอาราโกไนต์

แร่แคลไซต์ ปกติจะเกิดจากการตกตะกอนในน้ำจืดได้ และแร่อาราโกไนต์เกิดจากการละลายของพวกที่มีเหล็กสูง เช่น จากน้ำทะเล อย่างไรก็ตาม กลุ่มนักวิจัยทั่วโลกได้พยายามสรุปคำอธิบายในเรื่องของการเชื่อมประสานในชายหาดกรวดหินได้ 3 แนวทาง คือ

1. เกิดจากปฏิกิริยาทางเคมีของพวก microbial หรือ เกิดจากการย่อยสลายจากอินทรีย์วัตถุหรือจากพวกสาหร่าย
2. เกิดจากการตกตะกอนจากพวกอนินทรีย์วัตถุในน้ำจืด เช่น จากอิทธิพลของน้ำบาดาล หรือ อาจจะมาจากการเปลี่ยนระดับน้ำใต้ดิน
3. เกิดจากอนินทรีย์วัตถุในน้ำทะเล โดยผลจากการศึกษา SEM (Scanning Electron Microscope) พบว่าตัวเชื่อมประสานที่เป็นพวกแร่อาราโกไนต์ ที่ได้จากการตกตะกอนจากน้ำทะเล พบว่าจะมีรูปร่างเป็นเส้น (acicular หรือ fibrous)

#### ปัญหาการใช้ซากหาคกรวดหินเป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล

1. ปัญหาจากความสูง โดยมักมีคำถามสำคัญเสมอว่า เราจะใช้อะไรเป็นระดับสูงสุดที่เกิดการเชื่อมประสาน ซึ่งคำตอบอาจจะใช้ MHWS แต่บางครั้งในพื้นที่บางที่ high tidal range MHWS อาจจะต่ำกว่า HAT (highest tidal range) 1 เมตร หรือมากกว่าก็เป็นได้ ฉะนั้นเฉพาะระดับสูงสุดของซากหาคกรวดหินเท่านั้นที่จะใช้เป็นตัวบ่งชี้ระดับเดิมของน้ำขึ้นสูงสุด
2. ปัญหาจากการกำหนดอายุ แม้ว่าพวกอินทรีย์สาร จะสามารถหาอายุโดยวิธีคาร์บอน 14 ได้ง่ายมาก แต่ต้องแน่ใจว่าพวกอินทรีย์สารเหล่านั้นที่ได้ต้องไม่มีการตกผลึกใหม่ (recrystallisation) และไม่ใช่ว่าพวกที่ถูกพัฒนามา ซึ่งผลอายุที่ได้ อาจได้ค่าความแตกต่างของอายุจริงที่อินทรีย์สารตาย และการเชื่อมประสานของหาคกรวดหินแตกต่างกัน 100 ปี หรือเป็น 1,000 ปี ก็ได้ ฉะนั้น อายุที่ได้จึงเป็นแค่อายุมากที่สุดของการเชื่อมประสานในซากหาคกรวดหิน ถ้าเราจะกำหนดอายุเฉพาะตัวเชื่อมประสานก็ยากที่จะแยกเอาตัวเชื่อมประสานโดยที่อินทรีย์สารไม่ได้มาด้วย
3. ปัญหาจากความสับสนจากวัตถุเชื่อมประสานอื่น ๆ ในช่วงระหว่างน้ำขึ้น น้ำลง โดยเฉพาะตัวเชื่อมประสานที่เป็นพวกแร่ซิลิกาที่เป็นชั้นๆ (silcrete) อาจเกิดจากการพัฒนามาสะสมตัวจากแม่น้ำก็ได้ ซึ่งอาจจะเกิดต่อในช่วงสมัยไพลสโตซีน (Pleistocene) เป็นต้นมา

#### บทสรุปการใช้ซากหาคกรวดหินเป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล

ซากหาคกรวดหิน ไม่ควรใช้เป็นตัวบ่งชี้ โดยเฉพาะในพื้นที่ที่มีการเปลี่ยนแปลงน้ำขึ้นน้ำลงมากๆ อย่างไรก็ตามหากจะใช้ซากหาคกรวดหินเป็นตัวบ่งชี้จะต้องคำนึงถึงข้อควรระวัง ดังนี้

1. ความสับสนในการเลือกตัวเชื่อมประสาน โดยเฉพาะแร่แคลไซต์ และแร่อาราโกไนต์
2. ระดับสูงสุดของการเชื่อมประสานควรจะอยู่ในระนาบเดียวกัน
3. พิจารณาว่า โครงสร้างของตะกอนทรายฝั่งที่ได้มาจากซากหาคกรวดหินเดิม หรือไม่

4. กวหาหลักฐานอื่น ๆ เช่น ซากต้นไม้ป่าชายเลน (mangrove peat) หรือพวก in-situ ของซากหอย molluscs และ vermitid มาประกอบการพิจารณาด้วย

#### 4. การพอกตัวของคาร์บอนเนตเป็นเม็ดกลมแบบไข่ปลา (Ooids)

Ooids คือ การพอกตัวของตะกอนทรายผสมกับคาร์บอนเนตที่รูปร่างค่อนข้างกลม ประกอบด้วยนิวเคลียส ที่หุ้มล้อมรอบโดยชั้นคาร์บอนเนต อย่างไรก็ตาม มักมีคำถามอยู่เสมอว่า จะใช้ลักษณะการพอกตัวของทรายและคาร์บอนเนตนี้เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้หรือไม่ อย่างไร เพราะมันสามารถถูกพัดพาไปได้ไกลหลายร้อยกิโลเมตรจากแหล่งกำเนิด หรือบางครั้งถูกพัดพาไปสะสมตัวใหม่ อย่างไรก็ตาม ooids สามารถให้ข้อมูลในเรื่องสภาวะแวดล้อมของการเกิดได้ดี ซึ่งความถูกต้องมากหรือน้อยในการตีความจาก ooids ขึ้นอยู่กับความเข้าใจในเรื่องของการเกิด ooids และอิทธิพลของการพัดพาเป็นหลัก

โดยปกติ marine ooids จะมีรูปร่างค่อนข้างกลมถึงรี เป็นเม็ดคาร์บอนเนต โดยมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางประมาณ 2 มิลลิเมตร มีนิวเคลียสหุ้มโดยชั้นคาร์บอนเนตบางๆ โดยนิวเคลียสมักเป็นพวกเม็ดแร่ควอตซ์ หรือพวกเศษเปลือกหอย หรือแม้กระทั่งพวกเศษ Ooids เองที่หุ้มโดยพวกแร่แคลไซต์ หรือแร่กลุ่มแมกนีเซียมแคลไซต์ หรือพวกผลึกแร่อาราโกไนต์ หากมีขนาดเส้นผ่านศูนย์กลางมากกว่า 2 มิลลิเมตร จะเรียก Pisolites

Ooids เคยใช้เป็นข้อมูลในการสร้างกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลเหมือนกัน เช่น ใน Amazon shelf (นำเสนอโดย Milliman และ Barretto ปี ค.ศ. 1975) ซึ่งเป็น oolites ที่ได้จากระดับความลึก 80 ถึง 150 เมตร (กำหนดอายุโดยวิธี radiocarbon ได้อายุ 14,430 ถึง 38,000 ปี) ซึ่งเมื่อนำมาใส่ในกราฟแล้วพบว่า ooids นี้เองที่เป็นตัวบ่งชี้ตำแหน่งต่ำสุดของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล และพบว่า มีการทรุดตัวของพื้นที่ชายฝั่งทะเลเกิดขึ้นในพื้นที่นี้ (ด้วยอัตรา 140 เมตร ภายใน 5,000 ปี ระหว่าง 21,000 และ 16,000 ปี) หากจะใช้ Ooids เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล ต้องระวังไว้ว่า ooids อาจเกิดจากการผุพังของ ooids เดิมเองก็ได้ นอกจากเม็ดกลม ๆ ของพวก ooids แล้ว อาจจะมีพบ oncolites, rhodoliths และ pseudoliths ซึ่งมีองค์ประกอบที่แตกต่างกัน คือ oncoliths และ rhodoliths จะเป็นพวกที่ถูกหุ้มโดยพวก stromatolites จากพวกสาหร่ายสีน้ำเงิน หรือสาหร่ายสีแดง

สรุปข้อควรคำนึงในการเลือกใช้ ooids เป็นตัวบ่งชี้ระดับน้ำทะเลก็คือ ควรระวังในเรื่องการเกิดของ ooid และการเปลี่ยนแปลงภายหลังการเกิด เช่น การก่อตัวใหม่ (diagenesis) การพัดพา

(transportation) การพัฒนามาสะสมตัวใหม่ (reworking) และ ooid สามารถเกิดได้ทั้งในสภาวะแวดล้อมที่เป็นน้ำนิ่ง หรือกระแสน้ำวนก็ได้

#### 5. ปะการังและแนวปะการัง (Coral and coral reefs)

ปะการัง (coral) และแนวปะการัง (coral reefs) ในปัจจุบันนักวิจัยสรุปว่าสามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้อย่างดี โดยปะการังที่เป็นพวกที่มีโครงสร้างภายในที่ซับซ้อนเกิดจากพวกแอนโทซัว (anthozoans) เช่น *stoloniferan Tubipora*, *Coenothecalian Heliopora* หรือพวกไฮโดรซัว (hydrozoan *Millepora*) พยายามสร้างโครงสร้างภายนอกที่เป็นพวกคาร์บอนेटซึ่งมักจะเป็นกลุ่มก้อน โดยถูกสร้างจากพวก อาราโกไนต์ ยกเว้นพวก octocorals ที่สร้างจากพวกแมกนีเซียมแคลไซต์ ซึ่งอัตราการสร้าง linear radial growth จะประมาณ 4 ถึง 20 มิลลิเมตร/ปี สำหรับพวก massive species โดยเฉลี่ยแล้ว 10-12 มิลลิเมตร/ปี และประมาณ 100 มิลลิเมตร/ปี สำหรับพวก branching species เช่น *Acropora*

จากการวิจัยทั่วโลกพบว่า ปะการังมากกว่า 70 species ตัวอย่างเช่นใน Great Barrier reef ประเทศออสเตรเลีย เป็นปะการังที่มักจะเป็น crustore ในบริเวณคลื่นแรงๆ ส่วนพวกที่เป็น branching จะเกิดในบริเวณคลื่นปานกลาง และพวกกลุ่มก้อน (massive forms) จะเกิดในบริเวณคลื่นเบา รูปร่างของปะการังพวกที่เป็นกลุ่มก้อนอาจจะใช้บอกรูปร่างของแนวปะการังเก่าได้และอาจจะเป็นตัวบ่งชี้ถึงความสัมพันธ์กับระดับน้ำทะเลเก่าได้

#### ตัวบ่งชี้ที่พบในแนวปะการัง

- 1) พวกโครงสร้างอินทรีย์วัตถุของปะการัง เช่นพวกรอยพิมพ์ (casts) และรูขนไช (burrow) หรือพวกสะสมตัว ณ ที่เดิม (in-situ deposit) อาจจะเป็นตัวบ่งชี้ระดับสูงสุดของการเติบโต (MLSW, MSL, MHWS เป็นต้น) ที่พบในช่วงระหว่างน้ำขึ้นสูงสุดกับน้ำลงต่ำสุด (inter-tidal)
- 2) พวกตัวบ่งชี้ทางเคมีที่เกิดจากการเปลี่ยนแปลงอันเนื่องมาจากองค์ประกอบทางเคมีโดยเฉพาะการเปลี่ยนจากปะการังที่เป็นแร่อาราโกไนต์ และพวกที่มีปริมาณแคลไซต์สูงของพวก coralline algae ไปเป็นพวกที่มีปริมาณแคลไซต์ต่ำ มักจะเกิดในขณะที่ปะการังโผล่เหนือระดับน้ำทะเล ขณะน้ำทะเลลดลง การเปลี่ยนแปลงที่มักเกิดขึ้นตามมาเสมอคือ เกิดการรื้อค้ำในพวกที่มีรูพรุนซึ่งจะทำให้เกิดรูพรุนเพิ่มมากขึ้นและมีการแลกเปลี่ยนไอออนมากขึ้นตามไปด้วย และการรื้อค้ำนี้เองสามารถบอกความไม่ต่อเนื่องของการสะสมตัวได้แต่ไม่สามารถบอกช่วงเวลาของการเปลี่ยนแปลงได้ชัดเจน หรือแม้กระทั่งการไหล (Caliche = แร่ทุติยภูมิของพวกแคลเซียมคาร์บอเนต ที่สะสมคือเป็นชั้นบาง ๆ ขนานกันอยู่ด้านบนของหน้าค้ำที่ผุพัง) ตัวเชื่อมประสาน

อาจจะใช้เป็นตัวบ่งชี้ได้โดยเฉพาะในสภาวะแวดล้อมของปะการังที่มีตัวเชื่อมประสานอยู่ 2 ชนิด ที่เป็นตัวกำหนดขอบเขตว่าอยู่ในช่วง intertidal zone คือ beach-rock

- 3) พวกเศษปะการังที่ถูกพัดพามาสะสมตัวในแนวปะการังก็เหมือนกับสภาวะแวดล้อมชายฝั่งอื่น ๆ คือ จะมีกลไกต่าง ๆ ที่ทำให้เกิดการพัดพา โดยเฉพาะพายุไต้ฝุ่น (typhoons หรือ hurricanes) ซึ่งมักจะทำลายปะการัง และทำให้เกิดเป็นเศษปะการังแตกหลุด ฉะนั้นจึงควรพิจารณาให้ถี่ บางครั้งอาจจะถูกพัดพาไปได้ไกลกว่าที่ที่เกิดการสะสมตัว เช่น ในออสเตรเลีย พวกเศษปะการัง เคยถูกพัดขึ้นไปถึง 8 เมตร เหนือระดับ MLWS ส่วนในเขตทะเลใกล้ๆ เส้นศูนย์สูตรหรือ มหาสมุทรแปซิฟิก ที่พายุอาจมีน้อย แต่ผลจากคลื่นสึนามิ (Tsunami) ก็อาจจะทำลายปะการังและ พัดพาเอาพวกเศษปะการังไปสะสมตัวในที่อื่น ๆ ได้
- 4) พวกโครงสร้างภายในที่แสดงการเติบโตของปะการังอาจจะสามารถบอกค่าความลึกของ ระดับน้ำทะเลได้ แต่ควรระวังหากใช้การหาอายุโดยใช้ไอโซโทปที่เสถียรในการบอกค่าความลึก โดยในบางครั้งจะเห็นว่าอัตราส่วนของ  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ลดลงเมื่อความลึกเพิ่มขึ้น และอัตราส่วนของ  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  อาจจะสัมพันธ์กับความลึกอีกด้วย คือ  $^{18}\text{O}$  เพิ่มขึ้นเมื่อความลึกเพิ่มขึ้น

กล่าวโดยสรุปปะการังและแนวปะการังไม่ใช่ตัวบ่งชี้ของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลที่ชัดเจนนักทั้งนี้ขึ้นอยู่กับเขตการเจริญเติบโต สภาพความร้อนของกระแสน้ำทะเล แต่บางครั้งอาจจะ ใช้ได้ในกรณีของแนวปะการังที่เป็นที่อยู่อาศัยของพืชหลายชนิดและรวมทั้งสัตว์ทะเล ซึ่งอาจมี ความสัมพันธ์กับแนวชายฝั่งในอดีตได้เช่นกัน

## 6. สาหร่ายทะเล (Coralline algae)

พวกสาหร่ายทะเลที่กระจายตัวอยู่ในบริเวณเขตหนาวถึงเขตอบอุ่นโดยเฉพาะในเขตบริเวณที่สามารถสังเคราะห์แสงได้ (photic zone) พวกนี้จะเติบโตอย่างรวดเร็วในเขตนํ้าตื้น โดยเฉพาะเขตที่มีความเค็มพอเหมาะสำหรับการเจริญเติบโต การกระจายตัวของแต่ละชนิดสาหร่ายในแต่ละสกุลในเขต อบอุ่นจะแตกต่างจากในเขตอื่น ๆ โดยทั่วไปพบว่า พวกสาหร่ายทะเลจะเติบโตดีที่ระดับช่วงความลึก ประมาณ 5 ถึง 10 เมตร

เปลือกนอกของพวกสาหร่ายทะเลจะมีแมกนีเซียมแคลไซต์สูง (8-20 % Mg) พวกเปลือกนอก ก่อนข้างจะสลายตัวได้ง่าย และอาจจะทำให้ผลอายุโดย C-14 คลาดเคลื่อนได้ โครงสร้างของเปลือก นอกนี้ไว้บอกสภาวะแวดล้อมของการสะสมตัวได้ดีโดยอาศัยลักษณะทางอนุกรมวิธาน (Taxonomy)

พวกสาหร่ายทะเลที่มีแคลไซต์สูงมักจะมีรูปร่างคล้ายฟีช และสามารถกระจายตัวอยู่ในระดับต่ำกว่า 100 เมตร ในเขตอบอุ่นจะพบอยู่ในระดับประมาณ 80 เมตร ในขณะที่เขตนํ้าเย็น จะอยู่ที่ระดับ

20-40 เมตร ในการใช้เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล โดยเฉพาะระดับความลึกของน้ำทะเลในอดีตมักจะใช้พวกที่อยู่กันเป็นกลุ่ม ซึ่งจะมีความถูกต้องกว่าพวกที่เป็นเศษ

อย่างไรก็ตามนักวิจัยได้พิจารณาลักษณะสาหร่ายทะเลตามสภาพภูมิศาสตร์ (Biogeographic region) ว่าสามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้ของระดับน้ำลึกได้อย่างไร ตัวอย่างเช่น เขตสภาวะแวดล้อมอบอุ่น พบว่าพวกสาหร่ายพวกที่มีรูปร่างสมดุลง่ายเป็นระบบ (systematic pair patterns) จะสามารถ

- ใช้เป็นตัวบ่งชี้ได้หากอยู่ใกล้ระดับน้ำลงต่ำสุด โดยมีค่าความคลาดเคลื่อน  $\pm 2$  เมตร
- ใช้เป็นตัวบ่งชี้ จากความลึก 5 ถึง 20 เมตร ค่าผิดพลาด  $\pm 4$  เมตร
- ใช้เป็นตัวบ่งชี้ที่ระดับลึกกว่า 30 เมตร ค่าผิดพลาด  $\pm 15$  เมตร

#### 7. พวกหอยฝาเดียว (Vermetid gastropods)

Vermetidae เป็นตระกูลหนึ่งของหอยทะเลฝาเดียว (marine gastropod) ที่มักพบในเขต อบอุ่น และกึ่งอบอุ่น โดยมักพบว่ามีชีวิตอยู่ในเขตน้ำขึ้นน้ำลง ซึ่งจะแสดงขอบเขตของน้ำขึ้นสูงสุดของ supra-littoral zone หรือระดับต่ำสุดของ mid-littoral zone โดยขนาดและรูปร่างของ Vermetids ขึ้นอยู่กับ substratum และระดับน้ำขึ้นน้ำลง โดยจะเจริญเติบโตได้ดีหากอยู่เหนือระดับน้ำ บางครั้งในบริเวณที่ระดับน้ำขึ้นน้ำลงไม่ค่อยสูง แนว Vermetids จะขึ้นอยู่กับพื้นผิวที่เกิดการกัดกร่อนที่มันเกาะติดอยู่ เช่น ใน รอยเว้าของหิน (notches) หรือ marine platform ซึ่งให้ค่าความคลาดเคลื่อน  $\pm 0.1$  เมตร ส่วนในเขตที่ไม่ค่อยมีการกัดเซาะ ค่อนข้างจะตีความยากขึ้น และความผิดพลาดถึง  $\pm 0.5$  เมตร หรือบางครั้งถึง  $\pm 1$  เมตร

เปลือก vermetid เป็นพวกแร่อาราโกไนต์ทั้งหมด และไม่ค่อยมีการปนเปื้อนจึงเหมาะที่จะเป็นตัวบ่งชี้ระดับน้ำทะเลที่ดี ตระกูล Vermetidae สัมพันธ์กับ Turritellidae บางครั้งดูเหมือนหอยทะเล โดยสามารถแยกเป็น 2 genera ที่สำคัญ คือ *Dendropoma* (Novastoa) และ *Petalonchus* (Macrophragma)

พวก Colonial Vermetids เป็นสัตว์น้ำอ่อน พบได้ทั่วไปในเขตอบอุ่น และกึ่งอบอุ่น หรือโดยประมาณที่ 35 องศาเหนือ ถึง 75 องศาใต้ หรือบางครั้ง 40 องศา ขึ้นกับสภาพระบบการหมุนเวียนของกระแสน้ำอ่อนในทะเล ไม่พบในสภาวะแวดล้อมที่เป็นชาวาททะเล (estuary) และในที่ลุ่มราบน้ำขึ้น (tidal flat)

#### ข้อควรระวังในการศึกษา Vermetid ในภาคสนาม

Vermetids สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้ โดย Vermetids พบในชายฝั่งที่เป็นลานหิน ไม่พบในชาวาททะเล หรือเขตน้ำกร่อย เพราะมันไม่ทนต่อความเค็ม ปัญหาที่มักพบบ่อย ๆ คือ จะรู้ได้อย่างไรว่า Vermetids ที่พบเป็น in situ ไม่ใช่ถูกพัดพาสะสมตัวอีกครั้ง (reworked) ซึ่งคำตอบก็คือ พวก Vermetid ที่มีการเชื่อมประสานที่แข็งแรงมาก ยึดเกาะติดกับหิน จะเป็นตัวบ่งชี้ที่ดี

และมักจะพบอยู่กับพวก calcareous shores เช่น เกาะอยู่ฐานของ marine notches แต่ก็เคยมีเศษ vermetids หลุดออกแล้วไปเกาะติดอยู่กับหินอื่น ๆ ซึ่งก็ควรให้ความระมัดระวังเป็นพิเศษ กรณีที่ใช้เป็นตัวบอกว่า vermetid เป็น in situ คือ ให้อูที่ thin incrustations ซึ่งสร้างโดย Dendropoma บน crystalline rocks จะมีรูปร่างค่อนข้างเป็นหลอดเล็ก ๆ ซึ่งเกาะติดอยู่กับ bedrocks พวกนี้เองจะเป็นพวก in situ

#### ข้อควรพิจารณาในการวัดความสูงของ Vermetids

1. ระดับของ vermetid เหนือ (หรือต่ำกว่า) ระดับน้ำทะเลปัจจุบันต้องได้จากค่าระดับระหว่างค่า upper limit ของ fossil biostrome และ ค่า upper limit of the living biostrome ในแนว vertical section เดียวกัน
2. หากไม่พบ vermetid ที่มีชีวิตกำลังเติบโตอยู่ ไม่แนะนำให้วัดระดับ แต่สามารถวัดความแตกต่างระหว่างระดับสูงสุดของซาก vermetid และสัตว์ทะเลอื่น ๆ ที่เติบโตในบริเวณนั้น เช่นพวกเพรียง (barnacles) หรือพวกสาหร่ายสีน้ำตาล
3. หลีกเลี่ยงที่จะวัดระดับในบริเวณคลื่นแรง ๆ เพราะมีความเป็นไปได้ที่จะมีการกัดเซาะมาก
4. ในเขตที่มีกำบังคลื่นลม (zone of relative shelter) พวก vermetid จะเกาะกันเป็นชั้นบาง ๆ โดยเฉพาะบริเวณที่เป็น notches จะให้ค่าความถูกต้องสูงกว่าบริเวณอื่นๆ

ปัญหาในการนำตัวอย่างมาหาอายุโดย C-14 มีไม่มากนัก เนื่องจากเปลือกของ vermetid จะมีแร่แคลไซต์น้อยมาก (2-3 %) สามารถใช้ Sodium hypochlorite ละลายซากอินทรีย์วัตถุ (organic matter) หลังจากนั้นก็จะทำให้แตกเป็นเม็ดเล็ก ๆ ล้างน้ำแล้วปล่อยไว้ 24 ถึง 48 ชม. ในสารละลาย  $H_2O_2$  ที่ 70 องศาเซลเซียส เพื่อกำจัดพวก algal limestone หลังจากนั้นก็แยกเอา fragment ออกก่อนที่จะละลายใน phosphonic acid (วิธีของ Thommeret และคณะ ปี ค.ศ. 1981)

ค่าความผิดพลาดในการใช้ vermetids เป็นตัวบ่งชี้ว่าจะมาจาก

1. ใช้ระดับอื่น ๆ นอกเหนือไปจากระดับสูงสุดที่ vermetids มีชีวิตอยู่
2. การเปรียบเทียบค่าระดับความสูงของซาก vermetid และ vermetid ปัจจุบัน ในสภาพน้ำนิ่งและน้ำไม่นิ่ง อาจผิดพลาดได้
3. วัดจากบริเวณที่เป็นบริเวณที่มีพลังงานคลื่นสูง ซึ่ง vermetids สามารถเติบโตได้ใน splash pools ซึ่งจะสูงกว่าระดับปกติของระดับที่มีชีวิตอยู่ในปัจจุบัน
4. ใช้พวกที่หลุดออกจากผนังหิน หรือพวกที่เกิดการพอกตัวใหม่ หรือถูกพัดพา
5. ในการเก็บตัวอย่างมาหาอายุ ควรได้ตัวอย่างที่เป็น homogeneity คือ เอาวัตถุอื่น ๆ ออกหมด (โดยเฉพาะพวกเพรียง มักเติบโตกับ vermetids)

6. ในบริเวณขอบของอ่างน้ำขังที่พวก vermetid และสาหร่ายทะเล อาจเกิดได้สูงกว่าระดับปกติเล็กน้อย อาจจะมีการกัดเซาะทำให้อ่างน้ำขัง ไม่มีน้ำขัง vermetid และสาหร่ายจะตาย และเกิดเป็นแนวกราบซึ่งจะทำให้มองเป็นระดับของซาก vermetid ได้
7. ในบริเวณที่มีสิ่งก่อสร้างที่กระทบต่อระดับน้ำขึ้นน้ำลง เช่น เขื่อนในบริเวณปากแม่น้ำหรืออ่าว ซึ่งจะกระทบต่อการกระจายตัวของกลุ่มสิ่งมีชีวิตอื่นๆ ได้

กล่าวโดยสรุป vermetid สามารถใช้เป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลได้โดยเฉพาะหากวิเคราะห์จากบริเวณรอยเว้าในหิน (notches) โดยในการศึกษาภาคสนาม และในห้องปฏิบัติการ ควรจะมีทีมผู้เชี่ยวชาญประกอบด้วยนักธรณีวิทยา หรือธรณีฐานวิทยา นักสมุทรศาสตร์ นักชีววิทยาหรือแม้กระทั่งผู้เชี่ยวชาญในการหาอายุได้มาช่วยวิเคราะห์ด้วย

#### 8. รอยเว้าในหิน (Marine Notches)

รอยเว้าในหิน (Marine notch) เป็นร่องรอยที่เกิดจากการกัดเซาะจากน้ำทะเลในบริเวณพื้นที่ที่เป็นภูเขาหินชายทะเล ที่มีขนาดความลึกตั้งแต่ 2-3 เซนติเมตร ถึงหลายเมตร การที่จะใช้รอยเว้าเป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล สิ่งสำคัญที่ควรพิจารณาก็คือ ระดับความลึกของรอยเว้า และเวลาที่รอยเว้าเกิด อย่างไรก็ตามสามารถแบ่งรอยเว้าที่เกิดจากการกระทำของทะเลตามบริเวณที่เกิดโดยอาศัยช่วงน้ำขึ้นน้ำลงเป็น 3 ชนิด คือ

1. Infra-littoral zone (หรือ sub-littoral หรือ sub-tidal) มักเกิดขณะระดับน้ำทะเลท่วมอย่างต่อเนื่อง
2. Mid-littoral zone เกิดในสภาพที่น้ำขึ้นน้ำลง หรือคลื่นมาเป็นพัก ๆ ไม่ต่อเนื่อง ในพื้นที่ที่มีกำบัง (sheltered sites) นี้ประมาณว่าเป็น intertidal zone
3. Supra-littoral zone กรอบคลุมระดับสูงสุดที่อิทธิพลของทะเลจะขึ้นถึงเหนือระดับน้ำขึ้นสูงสุด ซึ่งมักพบสิ่งมีชีวิตพวกสาหร่าย (epilithic algae) และพวกหอยทาก (rasping snails) อยู่ด้วย

#### การเกิดรอยเว้า (notch formation)

พัฒนาการของรอยเว้า อาจเกิดจากหลาย ๆ กระบวนการ ประกอบด้วยกระบวนการทางเคมี ทางกายภาพ และทางชีวภาพประกอบกัน หรือเกิดจากการกัดเซาะโดยแรงคลื่น ส่วนในกรณีของกระบวนการทางกลศาสตร์ที่ทำให้เกิดรอยเว้านั้น จากงานวิจัยเก่าๆ ทั่วโลกยังไม่มีคำอธิบายที่ชัดเจนนัก อย่างไรก็ตามได้มีการให้คำนิยามใช้แทนกรณีของรอยเว้าที่เกิดจากการกัดเซาะของคลื่นว่า เป็น “sea corrosion” แทน

กระบวนการเกิดรอยเว้า อาจเกิดจากหลาย ๆ กระบวนการด้วยกัน ซึ่งโดยทั่วไปแยกเป็นรอยเว้าที่เกิดจากการละลาย (solution notch) และเกิดจากการกัดกร่อนจากสิ่งมีชีวิต (bio-erosion)

1. พวกที่เกิดจากการละลาย เป็นการละลายแคลเซียมคาร์บอเนต ( $\text{CaCO}_3$ ) โดยน้ำทะเล มักพบว่าเกิดในพวกหินปูนในช่วงน้ำขึ้น น้ำลง (tidal notch) หรือเรียกว่า “Dissolution processes” หรือเป็นการละลายที่เกิดจากน้ำฝน และน้ำใต้ดิน ก็อาจเป็นได้ โดยพบว่า tidal notches ไม่ได้พบเฉพาะในเขตอบอุ่น แต่พบใน เขตแห้งแล้งได้เหมือนกัน ดังเช่นในทะเลแดง หรือพบแม้ในกระทั้งใน mushroom rocks บนที่ลุ่มราบน้ำขึ้นถึง (tidal flats) รอบ ๆ แนวปะการัง (atolls) เป็นต้น
2. พวกที่เกิดจากการกัดกร่อนโดยสิ่งมีชีวิต (Bio-erosion) จะแสดงให้เห็นเป็นพื้นผิวที่เกิดจากการกัดเซาะจากพวกสาหร่าย ที่มักพบเกิดขึ้นในหินปูนในเขตน้ำขึ้นน้ำลง แต่อาจจะมิขนาดของการกัดเซาะไม่เท่าพวกที่เกิดจากการละลาย

#### การจำแนกชนิดรอยเว้า

1. รอยเว้าที่เกิดอยู่ระหว่างน้ำขึ้นน้ำลง แยกตามชนิดและตำแหน่งของการเกิดได้ 2 ชนิด คือ

##### 1.1 รอยเว้าที่เกิดจากการละลายในช่วงน้ำขึ้นน้ำลง (tidal notches)

พบในเขตพื้นที่ที่ถูกกำบังคลื่นลม และที่ได้อิทธิพลโดยตรงในช่วงระดับน้ำขึ้นน้ำลง รอยเว้าชนิดนี้เป็นตัวบ่งชี้ที่ดีและมักพบในหน้าผาชัน ส่วนล่างสุดของ notches (ที่เรียกว่า floor หรือ base) พบว่ามักจะเป็นตัวบอกขอบเขตของการกัดเซาะ เช่น โกลี ๆ กับจุดต่ำสุดของระดับน้ำลงต่ำสุด รูปร่างของ notches มักพบเป็นรูปตัววี (V) หรือตัวยู (U) โดยมีความลึกเข้าไปในหินมักแสดงว่าเกิดใกล้ช่วงระดับน้ำขึ้นน้ำลง ส่วนบนสุดของรอยเว้าจะเป็นหลังคายื่นออกมา (rock ledge) เรียกว่า “visor” และจุดสูงสุดของส่วนโค้งของรอยเว้าจะบอกจุดสูงสุดของระดับน้ำขึ้นสูงสุด

ในกรณีที่ระดับทะเล ขึ้น ๆ ลง ๆ 2 ครั้ง รูปร่างของ tidal notches อาจจะเป็นรูปคับเบิลยู (W-shaped) ได้ Tidal notches สามารถพบได้ทั้งในเกาะหินโค้ง (sea stacks) หรือแม้กระทั่งก้อนหินใหญ่ ๆ ที่พังทลายอยู่บริเวณชายฝั่ง

##### 1.2 รอยเว้าที่เกิดจากการเซาะของคลื่นหัวแตก (Surf notches)

พบในเขตที่มีคลื่นแรง หรือได้รับผลกระทบจากการเซาะของคลื่นมาก ๆ สามารถพบได้ในระดับสูง 2 เมตร เหนือระดับน้ำขึ้นสูงสุดได้โดยรูปร่างของ surf notches มักไม่ค่อยสมคูล ความแตกต่างในเรื่องของความสูงของ tidal notches และ surf notches อาจจะมีมากกว่า 2 เมตร แต่ surf notches มักจะพบลานหินราบที่เกิดจากการกัดเซาะ (surf benches) มากกว่า และยังมีพวกอินทรีย์วัตถุเกิดขึ้นได้ บางครั้งต้องระวังความแตกต่างของซากบรรพชีวิน โดยเฉพาะใน reef flat

และใน surf benches ซึ่งทั้งคู่เกิดใน mid-littoral zone แต่ reef flat เกิดใน inter-tidal หรือในเขต sub-tidal ขณะที่ surf benches ที่ในประเทศแถบยุโรปเรียกว่า “Trottoirs” ซึ่งมักพบว่าล้อมรอบโดยพวก vermetids และพวกสาหร่าย พวก Trottoirs พบในระดับไม่เกิน 0.2 ถึง 0.4 เมตรเหนือระดับน้ำทะเลปานกลาง

## 2. รอยเว้าที่เกิดอยู่ใต้ระดับน้ำลง (Infra-littoral notches)

ดังที่กล่าวไปแล้วว่ากระบวนการทางชีวภาพ อาจจะทำให้เกิดการกัดกร่อนในบริเวณฐานของ tidal notches โดยมักขยายเขตการกัดกร่อนเข้าไปใน infra-littoral zone ได้ Infra-littoral notches เกิดอยู่ใต้น้ำ ซึ่งจะทำให้รูปร่างของ notches แตกต่างจาก tidal notches โดย notches ที่พบใต้น้ำทะเล เคยพบใน aeolianite rocks ในประเทศออสเตรเลีย ซึ่งสามารถบ่งบอกขอบเขตของ intertidal platforms ได้เรียก notches ว่า “submerged fossil tidal notches”

## 3. รอยเว้าที่อยู่เหนือระดับน้ำขึ้นสูงสุด (Supra-littoral notches)

มักพบในพวกหินอัคนีภูเขาไฟ (granular magmatic rocks) และหินทราย มักพบใกล้ ๆ กับ spray zone และบางครั้งพบเข้าไปในแผ่นดิน ที่นักวิจัยแถบยุโรปเรียกว่า “Tafoni” ความชันของหน้าผา (cliff slope) ก็เป็นตัวแปรหนึ่งที่มีผลต่อการกัดเซาะของ sea-notches

## 4. รอยเว้าอื่น ๆ

1. รอยเว้าจากการขัดถูของตะกอน (Abrasion notches) เกิดจากการกัดเซาะจากพวกทราย หรือก้อนกรวดเล็กๆ ที่พัดเข้ามาขัดถู notches จะทำให้พื้นผิวของหินราบเรียบและเป็นมันวาวซึ่งแตกต่างจาก corrosion surface ที่เป็นหลุมไม่ราบเรียบ มักพบในเขต surf zones หรือ zone

รอยเว้าที่เกิดในโครงสร้างที่แตกต่างของหิน (Structural notches) มักพบในพวกหินที่มีการวางตัวในแนวขนาน (horizontal beds) ที่มีการสลับกันของชั้นหินแข็งและอ่อนสลับกัน โดยเฉพาะพวกหินตะกอนเม็ด การกัดเซาะอาจเกิดในรอยแตกที่เป็นระบบ (joints) โดยการกัดเซาะอาจจะทำให้ดูเหมือนว่าเป็นรอยเว้าได้

บทสรุป ของการวิเคราะห์รอยเว้าในหิน

1. รอยเว้าที่เกิดในช่วงน้ำขึ้นน้ำลง (tidal notch) ที่ความสูงของส่วนโค้งรอยเว้าสัมพันธ์กับช่วงระดับน้ำขึ้นน้ำลง มักจะเกิดขณะน้ำระดับน้ำทะเลลงที่
2. รอยเว้าที่เกิดในช่วงน้ำขึ้นน้ำลง (tidal notch) ที่ฐานไม่ถูกการกัดเซาะ บอกถึงว่าเกิดขึ้นเร็วกว่า tidal range ในทำนองเดียวกัน submerged notch ที่หลังคา (visor) ไม่ถูกเปลี่ยนแปลง แสดงว่าการ submergence เร็วกว่า และมากกว่า tidal range

3. รอยเว้าที่เกิดขึ้นในช่วงน้ำขึ้นน้ำลง (tidal notch) ที่ขนาดความสูงน้อยกว่า tidal range บอกถึงว่ามีการเปลี่ยนแปลง tidal amplitude
4. พื้นที่ที่มีการเคลื่อนตัวของแผ่นดินในแนวตั้ง ทั้งในช่วงระดับน้ำขึ้น น้ำลงรวดเร็วหรือช้าๆ รอยเว้าอาจจะเกิดได้ในสภาพทั้งคู่ และต้องใช้ตัวบ่งชี้ชีวภาพอื่นๆ มาช่วยวิเคราะห์ว่ามีการเคลื่อนตัวช้าหรือเร็ว

#### การกำหนดอายุรอยเว้า

หากสามารถคำนวณอัตราการกัดเซาะในบริเวณใดๆ ได้ การจะใช้ notches เป็นตัวบ่งชี้ถึงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลก็สามารถทำได้ โดยอาจจะเป็นตัวกำหนดระยะเวลาที่น้ำทะเลคงที่อยู่ หรืออัตราการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำทะเล จากงานวิจัยเก่าๆ สรุปว่า สามารถทำได้ไม่มีปัญหาอะไร แต่หากคำนวณไม่ได้ ต้องใช้ลักษณะหรือหลักฐานอื่นมาช่วยในการกำหนดอายุ ได้แก่

1. หลักฐานทางชีวภาพพวกซากสัตว์ทะเล (Marine organism) เช่น พวก Vermetids (Dendropoma, Petaloconchus) calcareous algae (Lithophyllum, Porolithon, Neogoniolithon) หรือเพรียง (barnacles) แต่ก็ควรพิจารณาให้ดีว่า ตัวอย่าง organisms ที่ได้ เกิดขณะ หรือหลังจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเล
2. การสะสมตัวของพืชในฐานของรอยเว้าอาจมีพวกซากชีวิต ที่สามารถกำหนดอายุได้โดย การบอน 14 หรือวิธีทางบรรพชีวินวิทยาได้ ในกรณีนี้ระดับทะเลเดิม อาจะกำหนดอายุได้จาก organic material ที่อยู่ใน beach rock แต่ก็ต้องระวังการสะสมตัวใหม่ด้วย ตัวอย่างเช่น Thiramongkol (ปี ค.ศ. 1983) ได้หาอายุของซากเปลือกหอยนางรมที่เกาะอยู่ตามผนังรอยเว้า บริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ได้อายุประมาณ 5,500 ปี

### บทที่ 3

#### บทการวิเคราะห์อัตราการเปลี่ยนแปลงชายฝั่ง

(Analysis result in rate of coastal change in the coastal areas)

##### 3.1 บทนำ (Introduction)

การกัดเซาะชายฝั่งโดยปกติจะหมายถึง การสูญเสียพื้นที่บริเวณชายฝั่งทะเลสาเหตุจากปัจจัยหลายประการในธรรมชาติ โดยเฉพาะการกัดเซาะที่เกิดจากพายุคลื่นลมแรงซึ่งมักจะทำให้ตะกอนหรือพื้นที่หน้าหาดหายไป อย่างไรก็ตาม โดยธรรมชาติของการหมุนเวียนตะกอนในบริเวณชายฝั่งจะเห็นว่าตะกอนได้ถูกพัดพามาจากแหล่งตะกอนบนบกและตะกอนทะเลโดยกระแสน้ำขนานชายฝั่ง (Longshore current) และอาจจะมีการเคลื่อนตัวของตะกอนไปยังตำแหน่งอื่น ฉะนั้นความเข้าใจและการติดตามการหมุนเวียนตะกอนหน้าหาด (Shoreface sediment) ในแต่ละช่วงเวลา มีความสำคัญและจำเป็นอย่างยิ่งก่อนที่จะสรุปว่าในพื้นที่ต่างๆ มีการสูญเสียหรือถูกกัดเซาะในปริมาณเชิงพื้นที่เท่าใด

โครงการนี้ได้ทำการทดลองปักหมุดหลัก (Reference point) เพื่อเปรียบเทียบการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ทั้งในแนวดิ่งและแนวระนาบ โดยอยู่บนสมมติฐานที่ว่า การหมุนเวียนของตะกอนในรอบปีมีทั้งการนำพาตะกอนไปสะสมตัวในบริเวณอื่นจากแหล่งเดิมและมีการทดแทนตะกอนจากแหล่งตะกอนในแต่ละช่วงเวลาในรอบปี โดยผลจากการวัดระดับชายฝั่งทั้งในแนวดิ่งและแนวระดับในพื้นที่ที่เลือกมาศึกษา ระดับรายละเอียดซึ่งเป็นพื้นที่ที่ผู้วิจัยและนักวิจัยที่ปรึกษาได้ร่วมกันพิจารณาแล้วว่าน่าจะเหมาะสมสำหรับการศึกษาสมมูลของตะกอนหน้าหาด พบว่า สมมติฐานที่ได้ตั้งไว้ดังกล่าว เป็นความจริง โดยมีการหมุนเวียนของตะกอนในรอบปีอย่างชัดเจน ฉะนั้น ในการคำนวณอัตราการกัดเซาะและการสะสมตัวจึงทำได้ไม่ยากนัก และในบางพื้นที่ที่ได้มีงานวิจัยเก่านั้น เป็นพื้นที่ที่ถูกการกัดเซาะอย่างรุนแรง จำจะต้องทำการเก็บข้อมูลเพิ่มเติมในคาบเวลาต่างๆ กันในระยะยาวซึ่งจะทำให้การคำนวณการเปลี่ยนแปลงเชิงการกัดเซาะชายฝั่งมีความถูกต้องและน่าเชื่อถือมากขึ้น

พื้นที่ที่ได้ทำการเลือกศึกษาอย่างละเอียดในโครงการวิจัยนี้ คือ พื้นที่บริเวณตอนใต้ของปากน้ำประจวบบุรี พื้นที่อ่าวประจวบคีรีขันธ์ และพื้นที่บริเวณหาดวนกร ด้วยเหตุผลที่ว่า เป็นพื้นที่ต่อเนื่องกันทั้งสามบริเวณและมีลักษณะทางธรณีสัณฐานวิทยาที่แตกต่างกัน โดยเฉพาะในเรื่องของรูปร่างของหาด ตำแหน่งของแหล่งตะกอนที่จะนำพามาสะสมตัวหน้าหาด ซึ่งได้จากการวิเคราะห์ข้อมูลระยะไกล ได้แก่ ภาพถ่ายทางอากาศเป็นหลักก่อนที่จะทำการศึกษาในภาคสนาม รวมถึงผู้วิจัยเองได้ศึกษาหลักฐานการ

เปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลทางกายภาพไว้แล้ว. ทำให้ข้อมูลการวิเคราะห์ในภาพรวมสามารถนำมาเสริมและช่วยวิเคราะห์ถึงอัตราการสะสมตัวและการหมุนเวียนตะกอนได้เป็นอย่างดี



ขอบเขตตะกอนปากคลองบางนางรม เมื่อ 20 พ.ย. 2546

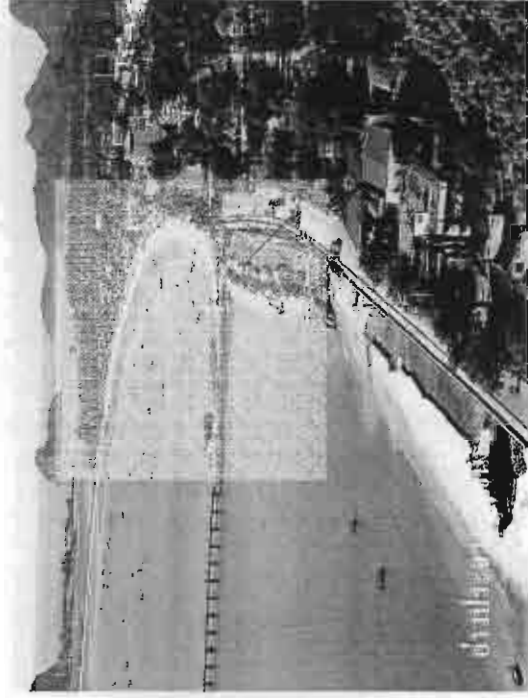
ขอบเขตตะกอนปากคลองบางนางรม เมื่อ 5 มี.ค. 2547

ขอบเขตตะกอนปากคลองบางนางรม เมื่อ 10 พ.ค. 2548

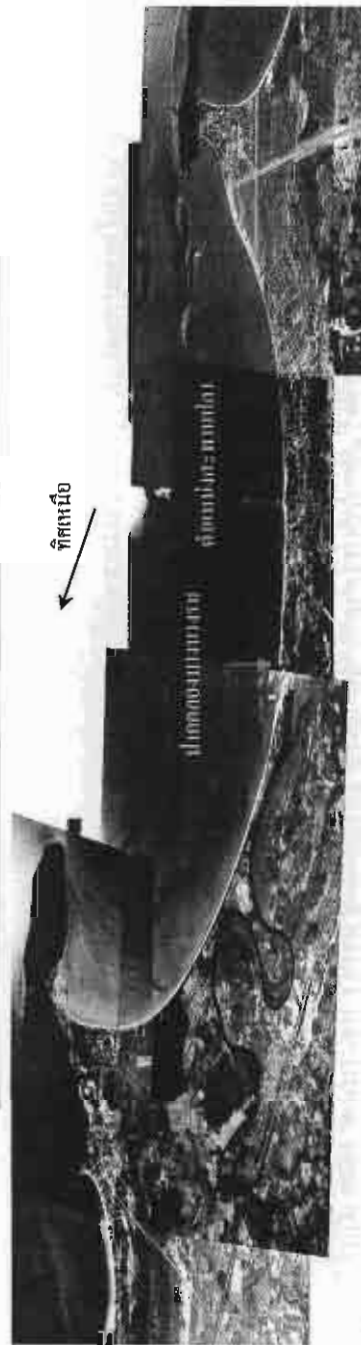
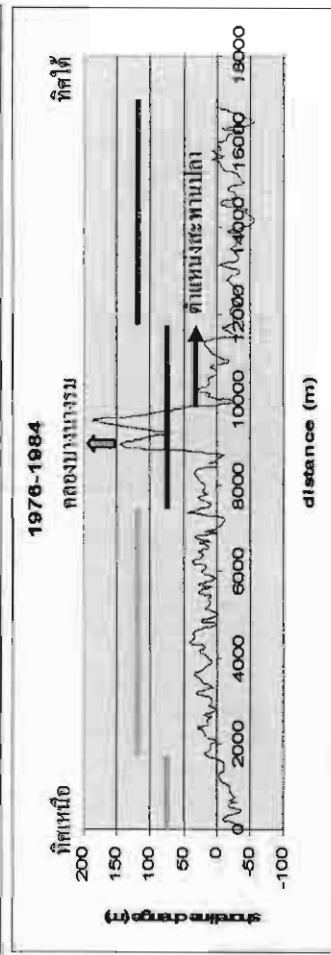
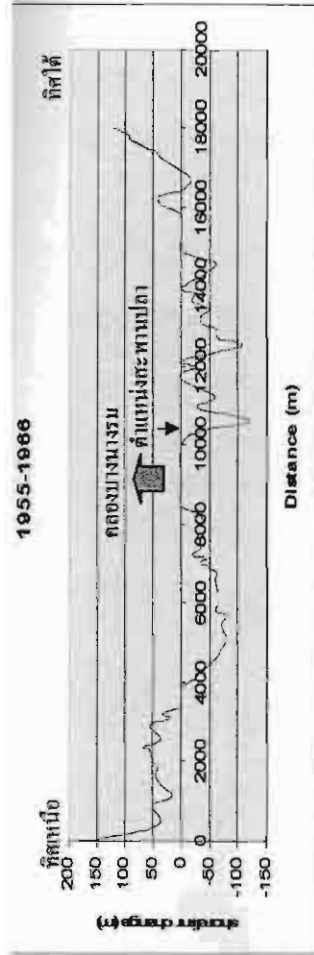
รูปที่ 3.1 ภาพถ่ายมุมสูงเปรียบเทียบขอบเขตของตะกอนบริเวณปากคลองบางนางรม (Tidal inlet/outlet channel) ตอนกลางของอ่าวประจวบคีรีขันธ์ ที่บันทึกภาพในขณะน้ำลงต่ำสุด เส้นประสีสีแดงของเขตตะกอน (Tidal delta sediment) เมื่อปี 2546 ที่เหลือแสดงขอบเขตตะกอนเมื่อปี 2547 และสีน้ำเงินเป็นขอบเขตตะกอนเมื่อปี 2548 จะเห็นว่า คลองบางนางรม เป็นเส้นทางที่ตะกอนบก (Terrestrial sediments) จะถูกพัดพาออกมาสะสมตัวในบริเวณชายหาดประจวบคีรีขันธ์ โดยจากการพอกตัวของตะกอนแสดงถึงปริมาณตะกอน (Sediment gain) ถูกพัดพานำมาสะสมตัวในบริเวณชายหาดอย่างต่อเนื่อง (ถูกครีเสื่อแสดงแนวการพอกตัวของตะกอนปากคลองจากปี 2546 ถึงปี 2547 และสีฟ้าแสดงการพอกตัวจากปี 2547 ถึง 2548) อย่างไรก็ตาม การกัดเซาะได้เกิดขึ้นบ้างในบริเวณตอนใต้ของอ่าวประจวบคีรีขันธ์ซึ่งจากการวัดระดับแนวชายฝั่งพบว่าเมื่ออัตราการกัดเซาะในรอบปีไม่มาก โดยเกิดการกัดเซาะหน้าหาดมักเกิดจากช่วงมรสุมหรือมีพายุ และมีการหมุนเวียนของตะกอนจากทะเลเข้ามาสะสมตัวบ้าง โดยกระแสน้ำวนกับชายฝั่ง (Longshore drift)



รูปที่ 3.2 รูปแบบการพอกตัวของตะกอนปากคลองบางนางรม (Pattern of tidal delta sediment) มีการเปลี่ยนแปลงตลอดเวลาในรอบสองปี โดยรูปทั้งสองบันทึกเมื่อระดับน้ำลดต่ำสุด รูปด้านซ้ายบันทึกเมื่อ 20 พ.ย. 2546 ซึ่งจะเห็นแนวการพัดพาของตะกอนออกมาจากคลองชัดเจน และการพัดพายังเกิดขึ้นอย่างต่อเนื่องและด้วยกระแสน้ำขนายฝั่ง (Longshore current) เริ่มมีอิทธิพลต่อการนำตะกอนไปสะสมตัวขนานชายฝั่ง (Littoral drift) จึงทำให้รูปร่างของตะกอนปากคลองเปลี่ยนไปโดยเริ่มปรับรูปแบบแผ่ออกขนานกับชายฝั่งมากขึ้น (รูปด้านขวามือบันทึกภาพเมื่อ 10 พ.ค. 2548) จากลักษณะรูปแบบการเปลี่ยนแปลงของตะกอนปากคลองนี้ สามารถยืนยันระบบการหมุนเวียนตะกอนที่มีทั้งการสะสมตัว (Deposition) และการนำตะกอนไปสะสมตัวจากแหล่งตะกอน (Longshore drift) ในบริเวณชายหาดอ่าวประจวบคีรีขันธ์ได้เป็นอย่างดีคือ วัฏจักรการคิดตามระบบการหมุนเวียนตะกอนในขนาดที่เป็นถึงจำเป็นอย่างยิ่งที่จะทำให้เข้าใจสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งที่แท้จริงและคงไม่ใช้เฉพาะพื้นที่นี้เท่านั้น



รูปที่ 3.3 แสดงการเปลี่ยนแปลงรูปแบบการสะสมตัวของตะกอนโดยการสร้างสิ่งกีดขวางที่เป็นท่าเรือและสะพานปลาออกไปในทะเลบริเวณตอนกลางอ่าวประจวบคีรีขันธ์ รูปทั้งสองถ่ายไปทางด้านใต้ โดยรูปซ้ายเป็นภาพมุมสูงบริเวณกว้างบันทึกเมื่อ 20 พ.ย. 2546 และรูปขวาเป็นภาพขยายจากรูปซ้าย (กรอบสี่ฟ้าอ่อน) บันทึกเมื่อ 10 พ.ค. 2548 แสดงการพอกตัวของตะกอนด้านใต้ของสะพานปลาเพิ่มมากขึ้นซึ่งแสดงให้เห็นถึงทิศทางการพัดพาของกระแสน้ำขนานชายฝั่งที่เกิดขึ้นมาทางด้านเหนือของอ่าวประจวบคีรีขันธ์และสะพานปลาเป็นเหมือนแนวกำแพงกั้นตะกอนไว้ให้มาสะสมตัวเฉพาะบริเวณตอนใต้ของสะพาน (ตำแหน่งที่ลูกศรสีฟ้าชี้) จากการวิเคราะห์ภาพถ่ายทางอากาศในบริเวณอ่าวประจวบคีรีขันธ์ (ดูรูปถัดไปประกอบ) ก่อนการสร้างสะพานปลาพบว่าทางตอนใต้ของอ่าว มีการเคลื่อนย้ายตัวของตะกอนไปทางทิศเหนือทำให้เกิดการกัดเซาะบ้าง (แนวเส้นประสีแดง) แต่ภายหลังที่มีสะพานปลาแล้ว การกัดเซาะด้านใต้ของอ่าวลดลง แต่ความสมดุลของระบบการสะสมตัวของตะกอนตลอดทั้งอ่าวมีการเปลี่ยนแปลงไปจากเดิม โดยจะเห็นว่ามิโอการเปลี่ยนแปลงตำแหน่งของการสูญเสียดตะกอนหน้าหาด (ลูกศรสีแดง) ฉะนั้นการติดตามระบบการหมุนเวียนของตะกอนก็ยังเป็นสิ่งที่มีความจำเป็นอย่างยิ่งเพื่อวิเคราะห์อัตราการสะสมตัวและเคลื่อนย้ายตะกอนในระยะยาวต่อไป



รูปที่ 3.4 แสดงการคำนวณอัตราการสะสมตัวและการกัดเซาะชายฝั่งในบริเวณอ่าวประจวบคีรีขันธ์ โดยแบ่งการคำนวณเป็น 4 พื้นที่ย่อย (ตามที่เห็นที่ปรากฏในกราฟรูปร่าง) เปรียบเทียบกันระหว่างปี ค.ศ. 1955-1966 (กราฟรูปบน) ระหว่างปี ค.ศ. 1976-1984 (กราฟรูปร่าง) และรูปถ่ายทางอากาศปี ค.ศ. 1996 บริเวณดังกล่าว (รูปร่าง) จากเส้นกราฟแสดงตำแหน่งของแนวชายฝั่ง (ระดับ 0 เป็นชายฝั่งที่ปรับแก้ให้เป็นแนวชายฝั่งทะเลด้วยวิธีระดับปานกลางปกติ) จะเห็นว่า อัตราการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งไม่แน่นอนแม้ว่าจะเป็นการคำนวณด้วยวิธีการสะสมตัวและกัดเซาะในแต่ละช่วงเวลาจะไม่เท่ากัน สามารถคำนวณค่าเฉลี่ยของอัตราการสะสมตัวและการกัดเซาะ โดยเฉพาะการใช้ภาคสองของนารวมเป็นจุดแบ่งเหนือ-ใต้ ของอ่าว พบว่า ลอยเหนือของอ่าวฯ จะมีการสะสมตัว ส่วนตอนใต้จะมีการกัดเซาะเกิดขึ้น (แนวเส้นสีน้ำแดง) อย่างไรก็ตามจากการคำนวณที่ได้จะพบว่าในพื้นที่ตอนกลางที่มีสะพานปลา อัตราการสะสมตัวของตะกอนภายหลังจากการสร้างสะพานปลาเปลี่ยนไปมาก อย่างไรก็ตามข้อจำกัดในเรื่องของการคำนวณ โดยใช้ข้อมูลรูปถ่ายทางอากาศมีหลายประเด็นที่ควรระวัง (ผู้วิจัยได้เสนอแนะรายละเอียดในบทที่ 5)



รูปที่ 3.5 แสดงการเคลื่อนตัวของตะกอนสันทรายได้น้ำที่ไหลให้เห็นขณะน้ำลงต่ำสุด ทั้งสองภาพถ่ายไปทางทิศใต้ของอ่าวประจวบคีรีขันธ์ จากภาพถ่ายจะเห็นว่าสันทรายได้น้ำปรากฏให้เห็นเมื่อ 20 พ.ย. 2546 ได้เคลื่อนตัวไปตามกระแสน้ำขนานชายฝั่งไปในทิศเหนือ (Longshore drift แสดงโดยลูกศรสีฟ้าในรูปขวา) ซึ่งการเคลื่อนตัวของตะกอนสันทรายได้น้ำทำให้เกิดแนวสันทรายใหม่อย่างชัดเจน แนวสันทรายแสดงขอบเขตสันทรายได้น้ำเมื่อปี 2546 (ภาพขวามือที่เมื่อ 10 พ.ค. 2548) ประกอบกับการสะสมตัวของตะกอนจากปากคลองบางนางรมซึ่งเป็นแหล่งตะกอนบกในบริเวณอ่าวประจวบคีรีขันธ์ จึงทำให้ปริมาณตะกอนมากขึ้น จากขนาดของสันทรายได้น้ำและลักษณะทางตะกอนวิทยาแสดงถึงแหล่งที่มาของตะกอนบก (Terrestrial source) มีปริมาณมากกว่าตะกอนจากทะเล (Offshore source)



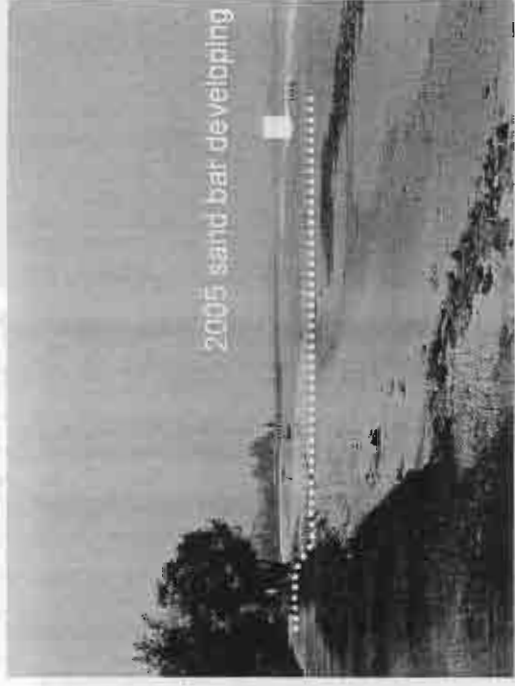
รูปที่ 3.6 แสดงระบบการเคลื่อนตัวของตะกอนในบริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี ด้านหน้าของ Avason resort จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ ที่ได้ทำการสำรวจและเก็บข้อมูลในช่วงสองปี โดยรูปซ้ายบันทึกภาพขณะน้ำขึ้นสูงสุดของวันที่ 20 พ.ย. 2546 ซึ่งแนวเส้นประสีขาวยังแสดงแนวสันเขื่อนปัจจุบัน ในขณะที่น้ำทะเลขึ้นสูงสุดจะเห็นการกัดเซาะจากคลื่นปกค้อย่างชัดเจน รูปขวามันหักเมื่อวันที่ 10 พ.ค. 2548 ในขณะที่น้ำลงต่ำสุด จะเห็นว่า แนวหาดตะกอนได้เพิ่มขึ้นจากแนวสันสีขาวของปี 2547 ไปเป็นแนวเส้นสีเหลืองของปี 2548 แต่ในการวิเคราะห์ดังกล่าวต้องใช้ความระมัดระวังในเรื่องเวลาของข้อมูลเพราะจะเห็นว่ามีการสะสมตัวเพิ่มขึ้นมากซึ่งตะกอนหน้าหาดอาจจะเป็นตะกอนเดิมอยู่แล้วแต่ไหลขึ้นมาให้เห็นขณะน้ำลงต่ำสุด ฉะนั้นในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงของตะกอนว่าสะสมตัวหรือถูกกัดเซาะมีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องปรับแนวชายฝั่งให้อยู่ในระดับน้ำทะเลปานกลางหรือหากจะเปรียบเทียบอัตราการเปลี่ยนแปลงก็ควรจะใช้ระดับใดระดับหนึ่งให้เหมือนกัน อย่างไรก็ตาม ในโครงการวิจัยนี้ ได้ทำการทดลองวัดระดับสูงต่ำ และระยะทางในแนวราบของพื้นที่หน้าหาดในรอบปีเพื่อศึกษาระบบการหมุนเวียนของตะกอนในแต่ละฤดูกาลพบว่า ในระหว่างเดือนกันยายน ถึงพฤศจิกายน ซึ่งเป็นช่วงที่มีมรสุมมักจะพบการเคลื่อนย้ายของตะกอนในปริมาณมากซึ่งบางแห่งเกิดการกัดเซาะหน้าหาดเสียหาย แต่ก็พบปัจจัยทางกายภาพอื่นที่เป็นตัวควบคุมอัตราการกัดเซาะร่วมด้วย เช่น ปริมาณตะกอนบดที่พัดพาสู่ทะเล ความชันหน้าหาด (Shoreface slope) และทิศทางของกระแสขนานชายฝั่ง (Longshore current direction)



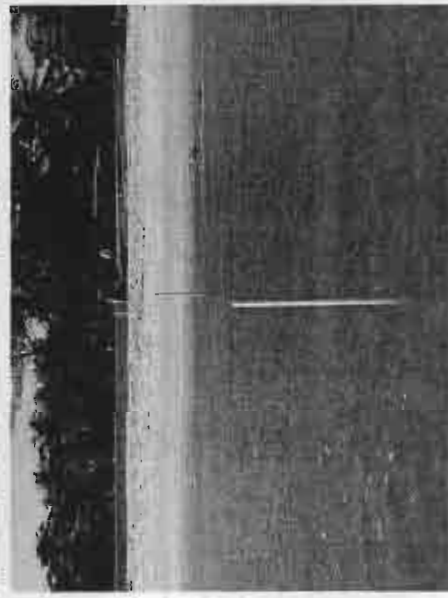
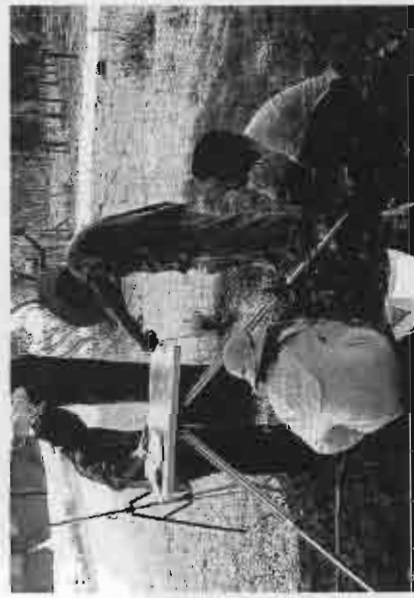
รูปที่ 3.7 แสดงรูปแบบการพอกตัวของตะกอนหน้าหาดตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี รูปซ้ายเป็นรูปแบบการพอกตัวแบบแหลม  
งอกรูปสามเหลี่ยม (Cusped beach sand) บันทึกภาพเมื่อ 20 พ.ย. 2546 ในขณะที่น้ำทะเลลดต่ำสุด จะเห็นการพอกตัวของแนวสัน  
ทรายที่เกิดจากการสะสมตะกอนชายฝั่งไหลไปทางเหนือ (North longshore current) และในรูปขวาเป็นการพัฒนาการของแนวสัน  
ทรายได้น้ำที่ไหลเข้ามาให้เห็น (Emerged sand bar) ในขณะน้ำลดต่ำสุดของวันที่ 10 พ.ค. 2548 ภายหลังเกิดบิวดินที่ราบลุ่มให้  
กลายเป็นทะเลสาบเล็กๆ (Back barrier lagoon) จากรูปแบบการพัฒนาการของตะกอนและธรณีสัณฐานชายฝั่งลักษณะนี้รวมถึง  
การพัดลงวัตรระดับพื้นที่ในคาบปีจะเห็นว่า การสะสมตัวมีมากกว่าการกัดเซาะ และการกัดเซาะจะเกิดในช่วงฤดูมรสุมที่คลื่นลม  
ทะเลแรงมาก ๆ เท่านั้น ซึ่งจากรายงานเก่าที่มีผู้เชี่ยวชาญไว้พบว่า ในบริเวณนี้ถูกกำหนดให้เป็นพื้นที่กัดเซาะรุนแรงถึง 3-5 เมตร  
ต่อปี จากลักษณะการหมุนเวียนของตะกอนที่ได้จากข้อมูลใน โครงการนี้พบว่า การกัดเซาะไม่ได้รุนแรงและพื้นที่ที่ไม่ได้สูญ  
หายไปมากอย่างที่เคยมีรายงานไว้ อย่างไรก็ตามการติดตามการเปลี่ยนแปลงในเรื่องการหมุนเวียนตะกอนยังเป็นเรื่องที่จำเป็นและ  
ควรจะศึกษาในระยะยาวต่อไป



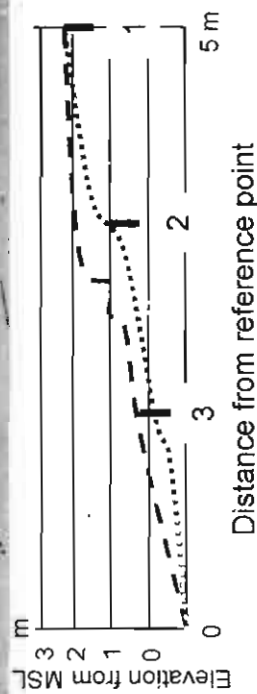
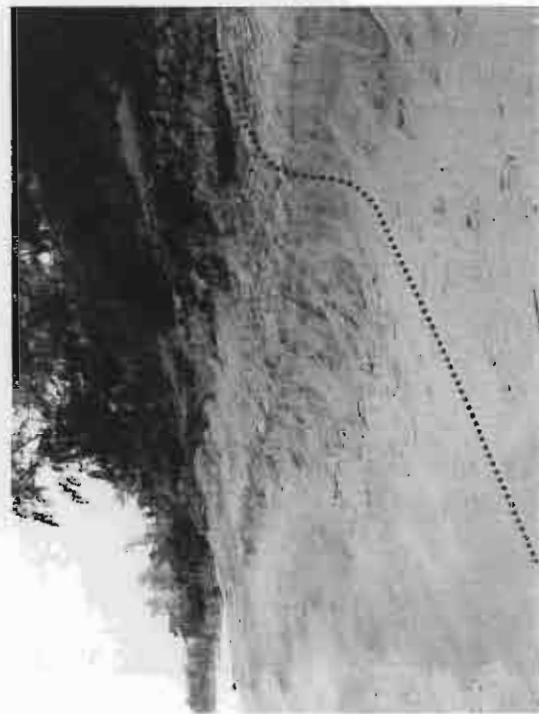
รูปที่ 3.8 แสดงการขยายขนาดของหาดทรายในบริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี ทั้งสองรูปบันทึกขณะน้ำทะเลลดลงต่ำสุดรูปซ้ายบันทึกเมื่อวันที่ 5 มีนาคม 2547 จะเห็นพัฒนาการของแนวสันดอนทราย (Sand barrier) อย่างชัดเจนบริเวณที่กลุ่มคำหลังแนวสันทราย (Back barrier lagoon) ในขณะที่รูปด้านขวาทากเมื่อวันที่ 10 พฤษภาคม 2548 ในตำแหน่งเดียวกันกับรูปซ้ายจะเห็นการออกตัวมากของแนวสันดอนทรายและขนาดของ back barrier lagoon ได้ลดลงบ้างแต่ก็ยังเห็นร่องรอยได้ชัดเจน ทิศทางการพัฒนาของหาดในบริเวณนี้ในรอบปีจะเห็นว่ามีการสะสมตัวจากกระแสน้ำขนานชายฝั่งที่ไหลไปทางทิศเหนือเป็นหลัก ซึ่งแหล่งที่มาของตะกอนในบริเวณนี้คาดว่ามาจากแหล่งตะกอนที่เป็นปากคลองเขากะโหลกด้านใต้ของพื้นที่ และส่วนหนึ่งมาจากตะกอนทะเล อย่างไรก็ตามในฤดูพายุคลื่นลมแรงก็ยังมีผลทำให้เกิดการสูญเสียตะกอนในบริเวณนี้ จากรูปถ่ายทางอากาศจะพบชุดแนวสันทรายที่พอกตัวไปในทิศทางเดียวกัน (Series of beach ridges and barriers) ถูกตัดขาด (Truncated barriers) และมีการพอกตัวใหม่อย่างต่อเนื่อง (ดูรูปถ่ายทางอากาศประกอบ) ซึ่งจากลักษณะ Truncated barriers นี้แสดงการกัดเซาะอย่างรุนแรงในอดีตอย่างน้อยสามครั้งซึ่งหลักฐานการตัดขาดของชุดแนวสันทรายนี้เองที่อาจจะบันทึกข้อมูลพายุครั้งรุนแรงได้ในอดีตที่น่าจะต้องทำการศึกษาค้นต่อไปในอนาคต



รูปที่ 3.9 แสดงแนวการวัดระดับพื้นที่บริเวณตอนใต้ของปากน้ำปราณบุรี (แนวเส้นสีขาว) เพื่อติดตามการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งในรอบปี จากรูปซ้ายบันทึกเมื่อ 30 สิงหาคม 2546 และรูปขวาแสดงปริมาณตะกอนที่ทราย (Sand bar) เพิ่มขึ้นบันทึกภาพเมื่อวันที่ 30 เมษายน 2548 ขณะน้ำลงต่ำสุด จะเห็นว่าการเปลี่ยนแปลงบริเวณหน้าหาด (Shoreface) ในรอบปีมีทั้งการสูญเสียตะกอนและการสะสมตัวแต่อัตราการสะสมตัวจะมากกว่าอัตราการกัดเซาะ (ดูรายละเอียดในส่วนผลการวัดระดับพื้นที่ประกอบ)



รูปที่ 3.10 แสดงการตั้งกล้องวัดระดับเพื่อปักหมุดหลัก เพื่อศึกษาการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ชายฝั่งจากภาคสนาม โดยจะทำการวัดระดับจากจุดกำหนดที่เป็นจุดอ้างอิง (reference point) ที่ตายตัวเพื่อคำนวณหาอัตราการสะสมตัว และการกัดเซาะในรอบปี



--- ภาพตัดขวาง เมื่อ พ.ย. 2546  
 ..... ภาพตัดขวาง เมื่อ พ.ค. 2547  
 --- ภาพตัดขวาง เมื่อ ก.ค. 2547

รูปที่ 3.11 แสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับตะกอนหน้าหาดจากบริเวณหาดวนกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ รูปภาพบนซ้าย บ้านทักเมื่อ พ.ย. 2546 และได้ทำการวัดระดับพื้นที่หน้าหาด (ดังแสดงในกราฟเส้นสีน้ำเงิน) รูปภาพบนขวา บ้านทักเมื่อ พ.ค. 2547 แสดงระดับตะกอนลดลงจากการวัดครั้งแรก (วงกลมสีขาวแสดงหลุมหลักที่หลงเหลืออยู่ที่ใช้เป็นจุดอ้างอิงในการวัดระดับ ดังแสดงด้วยเส้นทึบสีดำและตัวเลขในกรอบสี่เหลี่ยมในภาพตัดขวาง) จากภาพตัดขวางแสดงให้เห็นการเปลี่ยนแปลงของระดับตะกอนโดยมีการลดลงของระดับตะกอนหน้าหาดตามฤดูกาล โดยเฉพาะการลดลงจะเกิดอย่างมากในช่วงมรสุม หรือฤดูฝน อย่างไรก็ตาม การหมุนเวียนของตะกอนได้กลับเข้ามาสะสมตัวอีก ซึ่งแสดงให้เห็นการทดแทน โดยระบบหมุนเวียนตะกอนในธรรมชาติอยู่แล้ว ในบริเวณนี้จัดได้ว่าเป็นพื้นที่ที่เหมาะสมในการวัดระดับการเปลี่ยนแปลงของตะกอนหน้าหาด เพราะเป็นลักษณะหาดตรงที่มีแนวตะกอนแข็งตัวของพวกตะกอนน้ำพา (Alluvial deposits) ทำให้เห็นการเพิ่มขึ้นและลดลงของตะกอนทรายอย่างชัดเจน



รูปที่ 3.12 แสดงระดับตะกอนหน้าหาดที่เปลี่ยนไป รูปซ้ายบันทึกเมื่อ พ.ศ. 2547 ส่วนรูปขวาบันทึกเมื่อ พ.ศ. 2548 แสดงการถดถอยระดับของตะกอนอันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำในช่วงน้ำขึ้นน้ำลงปกติ (Normal tidal range) และจากทิศทางการสะสมตัวของตะกอน (สังเกตจากโครงสร้างของตะกอน) พบว่า การสะสมตัวอยู่ในทิศทางจากใต้ไปทิศเหนือ ซึ่งแสดงให้เห็นการสะสมตัวและการนำพาตะกอนไปจากหน้าหาดจากกระแสน้ำขนชายฝั่ง (Longshore current) อย่างไรก็ตาม อัตราการหมุนเวียนของตะกอนนอกจากจะขึ้นอยู่กับปัจจัยหลักคือ การพัดพาของกระแสน้ำขนชายฝั่งแล้ว ยังขึ้นอยู่กับระดับช่วงของน้ำขึ้นน้ำลง (Tidal range) ความชันหน้าหาด (Shoreface slope) และแหล่งที่มาของตะกอน (Sediment source) ในระบบการหมุนเวียนของตะกอนดังกล่าวจำเป็นต้องศึกษาความสามารถในเชิงพื้นที่ที่จะกักเก็บตะกอน (Accommodation space) ในแต่ละพื้นที่ด้วย



รูปที่ 3.13 ชนิดของตะกอนหน้าหาดก็เป็นอีกหลักฐานที่ใช้ในการเปรียบเทียบการหมุนเวียนของตะกอน ได้เป็นอย่างดีจะเห็นได้จากรูปซ้ายที่มีแร่หนัก (Heavy minerals) สะสมตัวอยู่บริเวณหน้าหาด แสดงถึงแหล่งที่มาของตะกอน ในบริเวณนี้ก็คือ เป็นตะกอนที่ถูกพัดมาจากชั้นตะกอนน้ำพาที่แข็งตัวแล้วซึ่งจากชนิดแร่ระบุได้ว่า เป็นตะกอนที่พัดพามาจากแหล่งหินแกรนิตหรือตะกอนแข็งที่จะล้างมาจากหินแกรนิต (Granite washed) ที่พบเป็นชั้นรองรับตะกอนทรายและแร่หนักบริเวณหน้าหาดนี้ จากการปรากฏของแร่หนักบนหน้าหาดแสดงถึงการพัดพาเอาตะกอนชนิดอื่น เช่น ทรายของแร่ควอตซ์ที่มีความกว้างเฉพาะน้อยกว่าออกไปจนเหลือแต่แร่หนักอย่างชัดเจน (ดังรูปขวาที่พบการสะสมตัวของแร่หนักอยู่ด้านล่างและแร่ควอตซ์อยู่ด้านบน) จะเห็นว่าลักษณะปรากฏของตะกอนทุกอย่างสามารถนำมาช่วยอธิบายกระบวนการหมุนเวียนตะกอนได้ ในบริเวณนี้ผู้วิจัยได้ใช้คำว่า การหมุนเวียนตะกอน มากกว่าที่จะใช้การกัดเซาะชายฝั่ง ซึ่งเป็นข้อสังเกตหนึ่งที่ได้จากการวิจัยว่า การกัดเซาะไม่ได้เกิดในหลายๆ พื้นที่ที่เคยมีรายงานเก่าระบุไว้ และจำเป็นอยู่ที่จะต้องทำการเก็บข้อมูลภาคสนามอย่างละเอียดและต่อเนื่องก่อนที่จะสรุปในเชิงพื้นที่ว่ามีการกัดเซาะเกิดขึ้นมากน้อยเพียงใด

## บทที่ 4

### การวิเคราะห์พื้นที่ที่ถูกกัดเซาะชายฝั่งจากสึนามิ

(Analysis in eroded areas by tsunami)

สึนามิเมื่อ 26 ธันวาคม 2547 นอกจากจะสร้างความเสียหายแก่ชีวิต และทรัพย์สิน เป็นจำนวนมากแล้ว ยังสร้างความเสียหายต่อทรัพยากรชายฝั่ง และทางธรณีวิทยากายภาพ โดยเฉพาะการกัดเซาะบริเวณชายฝั่งในพื้นที่จังหวัดต่างๆ จากการประเมินสภาพความเสียหายแล้ว จังหวัดพังงาได้รับความเสียหายในเรื่องการกัดเซาะชายฝั่งมากที่สุด อย่างไรก็ตาม การวิเคราะห์เชิงพื้นที่ในเรื่องการกัดเซาะชายฝั่งนี้ มีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องระมัดระวังเรื่องตัวแปรทางกายภาพและเรื่องของระยะเวลา ในที่นี้หมายถึง เวลาของการเปรียบเทียบเพื่อประเมินหาพื้นที่สูญหายจากสึนามิ ไม่ว่าจะใช้ข้อมูลจากระยะไกล เช่น ช่วงเวลาในการบันทึกภาพถ่ายจากดาวเทียม หรือรูปถ่ายทางอากาศ ซึ่งเป็นตัวแปรสำคัญที่จะทำให้เกิดความคลาดเคลื่อนในการประเมินเชิงพื้นที่ แต่อย่างน้อยที่สุด การเปรียบเทียบเชิงพื้นที่ก่อนและหลังเกิดสึนามิ ก็ทำให้เราสามารถระบุตำแหน่งพื้นที่เสียหายได้ ทั้งนี้ ผู้วิจัยได้ร่วมกับคณะทำงานโครงการสึนามิจากภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย ได้ทำการเก็บข้อมูลภาคสนาม สรุปและรวบรวมข้อมูล โดยเฉพาะภาพถ่ายดาวเทียมที่เผยแพร่จากแหล่งต่างๆ พร้อมทั้งเสนอแนะแนวทางการศึกษาอย่างละเอียดในอนาคตพร้อมทั้งข้อควรระวัง ดังรายละเอียดที่จะกล่าวต่อไป

#### 4.1 การวิเคราะห์เชิงพื้นที่จากข้อมูลระยะไกล

ข้อมูลระยะไกลที่จัดได้ว่าเป็นข้อมูลที่สามารถได้มาด้วยความรวดเร็วมากที่สุด คือ ข้อมูลการบันทึกจากดาวเทียมที่โคจรรอบวงโคจรของโลก ซึ่งแม้ว่าจะไม่ได้ภาพที่บันทึกได้หลังเหตุการณ์โดยทันทีทันใดก็ตาม แต่ก็สามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการประเมินตำแหน่งของพื้นที่ที่ถูกกัดเซาะชายฝั่งได้จากข้อมูลดาวเทียมที่เปิดเผยออกมาหลังเหตุการณ์สึนามิ ดาวเทียมที่บันทึกภาพสึนามิได้ในจังหวะที่โคจรผ่านประเทศไทย คือ ดาวเทียม SPOT ซึ่งสามารถบันทึกภาพการเคลื่อนตัวของสึนามิได้ในอ่าวพังงา (ดังที่ได้กล่าวไปแล้วในรายละเอียดเรื่อง การเคลื่อนตัวและทิศทางสึนามิ) ส่วนดาวเทียมดวงอื่นที่โคจรมาในช่วงสึนามิ คือ IKONOS และสามารถบันทึกภาพได้ในประเทศศรีลังกา ซึ่งจากรอบวงโคจรของดาวเทียมต่างๆ ที่จะย้อนกลับมาโคจรและบันทึกภาพพื้นที่ในเมืองไทยได้เร็วที่สุดก็คือ ดาวเทียม IKONOS ที่สามารถโคจรกลับมาบันทึกภาพในพื้นที่ประเทศไทยได้ในวันที่ 29 ธันวาคม 2547 และจากข้อมูลในหลายหน่วยงานภาพจากดาวเทียม IKONOS ที่บันทึกก่อนสึนามิ ในบริเวณตำแหน่งเดียวกัน ก็คือ

เมื่อ 13 มกราคม 2546 ที่ได้นำมาเปรียบเทียบเชิงพื้นที่ก่อนและหลังสึนามิ ด้วยความแตกต่างกันในเรื่องของเวลาการบันทึกภาพ ทำให้การวิเคราะห์เชิงพื้นที่และการคำนวณพื้นที่สูญหายเป็นไปได้ไม่มากนัก ฉะนั้นในการคำนวณเชิงพื้นที่ สิ่งที่ต้องระวังและต้องนำมาพิจารณาก็คือ

1. ระยะเวลาารายเดือนของการบันทึกภาพ ต้องนำมาพิจารณาว่า เป็นการบันทึกภาพในฤดูกาลใด การกีดเซาะชายฝั่งเกิดขึ้นจากกระแสน้ำปกติหรือไม่ เช่น กระแสน้ำนานชายฝั่ง (Longshore current) โดยปกติจะทำให้เกิดการหมุนเวียนของตะกอนทั้งการสะสมตัวและการกีดเซาะอยู่แล้ว หรือหากภาพบันทึกในฤดูมรสุมซึ่งอาจจะมีกีดเซาะเกิดขึ้นในบางบริเวณอยู่แล้ว ต้องนำมาหักลบค่าการกีดเซาะจากสึนามิด้วย
2. ระยะเวลาในการบันทึกภาพในแต่ละวัน ต้องนำมาพิจารณาด้วยเพราะว่า การขึ้นลงของระดับน้ำทะเลในรอบวันจะทำให้มองเห็นการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ต่างกัน ในกรณีที่ภาพบันทึกในช่วงน้ำลงต่ำสุด เราจะเห็นชายหาดกินบริเวณกว้างกว่าปกติ หรือหากภาพบันทึกได้ในช่วงน้ำขึ้นสูงสุด ก็จะทำให้เห็นพื้นที่ชายหาดน้อยกว่าปกติ ฉะนั้น การพิจารณาควรต้องปรับเปลี่ยนเส้นระดับน้ำทะเลให้เหมือนกัน โดยปกติจะปรับแก้ไขเส้นน้ำทะเลอยู่ในระดับเดียวกับระดับน้ำทะเลปานกลาง หรือมิฉะนั้นจะใช้ระดับลงต่ำสุด หรือขึ้นสูงสุดก็ให้ใช้เหมือนกันในการเปรียบเทียบภาพก่อนหลังเกิดสึนามิ
3. การตรงภาพหรือการปรับมาตราส่วนของภาพให้เท่ากัน มีความจำเป็นและสำคัญอย่างยิ่งที่จะต้องทำการตรงภาพที่ได้จากการบันทึกของดาวเทียม หรือรูปถ่ายทางอากาศให้มีมาตราส่วนเท่ากัน แม้ในภาพเดียวกันก็อาจจะเกิดความไม่เท่ากันของระยะทางได้ (Distortion) ฉะนั้น ทางปรับแก้ที่ดีที่สุดคือ การตรวจสอบตำแหน่งจริงในภาคสนาม เทียบกับตำแหน่งในภาพ (Ground control point) อย่างน้อยต้องให้ครอบคลุมทุกมุมของภาพแต่ละภาพ หลังจากนั้นนำไปตรงปรับภาพให้อยู่ในมาตราส่วนเดียวกันกับภาพอื่นๆ ผู้วิจัยร่วมกับคณะทำงานโครงการสึนามิจากภาควิชาธรณีวิทยาได้ทำการปรับ ground control point อย่างละเอียดในพื้นที่ที่ได้รับผลกระทบจากการกีดเซาะชายฝั่ง และครอบคลุมพื้นที่บริเวณเขาหลัก-แหลมปะการัง และพื้นที่บริเวณบ้านน้ำเค็ม
4. การใช้ระบบอ่านพิกัด มีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องตรวจสอบระบบการอ่านพิกัดจากแผนที่ และจาก GPS ในระบบเดียวกัน ในรายงานนี้ใช้ระบบพิกัด WGS 84

## 4.2 การสำรวจติดตามผลการกัดเซาะชายฝั่งในภาคสนาม

ผู้วิจัยร่วมกับทีมสำรวจจากภาควิชาธรณีวิทยาได้ติดตามการเปลี่ยนแปลงเชิงพื้นที่ตลอดแนวชายฝั่งเป็นรายเดือน พบว่า ในบางบริเวณที่ได้รับผลกระทบจากการกัดเซาะชายฝั่งจากสึนามิ ได้มีการฟื้นฟูสภาพทางกายภาพโดยเฉพาะการกลับมาของตะกอนโดยปริมาณตะกอนหน้าหาดได้ถูกนำมาสะสมตัวในปริมาณมากโดยระบบการหมุนเวียนตะกอนปกติในบริเวณชายหาด เช่น ตะกอนบริเวณที่เป็นทางน้ำออกสู่ทะเล (Inlet/outlet channel) ที่เปิดเป็นบริเวณกว้างจากสึนามิ ได้มีตะกอนใหม่พัดมาปิดทับแล้วในบางบริเวณ จะเห็นว่าเพียงแค่นับเวลาสองถึงสามเดือนหลังจากการกัดเซาะอย่างรุนแรงโดยสึนามิแล้วธรรมชาติก็ฟื้นฟูระบบในตัวของมันเองได้บางส่วนถึงแม้ว่าจะไม่ใช่ทั้งหมด ฉะนั้น การติดตามการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพภายในระยะเวลารอบปีก็เป็นสิ่งสำคัญที่จะให้เราได้เห็นระบบการหมุนเวียนของตะกอนชายหาดแม้กระทั่งการกัดเซาะที่เกิดขึ้นโดยปกติในบางฤดูกาล มักจะมีการสะสมตัวเกิดขึ้นในภายหลังตลอดเวลา

ตัวอย่างที่จะได้นำมากล่าวต่อไปนี้เป็นผลที่ได้จากการวิเคราะห์ตำแหน่งทางภูมิศาสตร์ในพื้นที่เกิดการกัดเซาะชายฝั่งจากสึนามิ ที่ได้จากข้อมูลระยะไกล คือ ภาพดาวเทียมจากหลายหน่วยงานและหลายองค์กรทั้งในประเทศและต่างประเทศ โดยภาพดังกล่าวสามารถค้นหาได้จากการเปิดเผยในเวปไซด์ต่างๆ เท่าที่ผู้วิจัยได้ทำการค้นคว้ามา ซึ่งในการประเมินและวิเคราะห์ที่ละเอียดจริงๆ คงต้องใช้รูปถ่ายทางอากาศในมาตราส่วนที่ละเอียดมาช่วยในการปรับปรุงข้อมูลและต้องเป็นภาพที่ได้ทำการปรับตรงภาพแล้ว โดยหลายๆ หน่วยงานของประเทศไทยก็กำลังดำเนินการจัดทำรูปถ่ายทางอากาศทั้งภาพขาวดำและภาพสี (Ortho-photos) อยู่ในปัจจุบัน ในหัวข้อนี้จะวิเคราะห์โดยภาพดาวเทียมเป็นหลักเพื่อให้เห็นภาพรวมของการกัดเซาะชายฝั่งที่เกิดจากสึนามิ

รูปที่ 1 แสดงตัวอย่างภาพดาวเทียมและภาพความเสียหายจากการสำรวจภาคสนามบริเวณตอนล่างของเกาะคอเขา และบ้านน้ำเค็ม จนถึงแหลมหัวกรังนุ้ย ของจังหวัดพังงา จากภาพซึ่งเป็นภาพบันทึกได้ในมุมกว้าง จะเห็นการกัดเซาะเกิดขึ้นในหลายบริเวณ คือ

ตำแหน่งที่ 1 บริเวณตอนใต้ที่เป็นบริเวณหาดทรายหรือสันดอนจะงอยเล็กๆ (Sand spit) ได้เกิดการกัดเซาะหายไป แต่การขาดหายไปไม่ได้หมายความว่าตะกอนทั้งหมดหายไป แต่การกัดเซาะได้ทำให้ตะกอนสันดอนจะงอยหายไปประมาณ 50-100 เซนติเมตรจากระดับความหนาเดิม โดยการเข้าไปสำรวจในช่วงเวลาที่ระดับน้ำทะเลลดต่ำสุด ก็ยังสามารถเห็นสันดอนจะงอยนี้โผล่เหนือระดับน้ำทะเลในบริเวณนี้ จากระบบการหมุนเวียนของตะกอนคาดว่าตะกอนจะมีการฟื้นตัวโดยธรรมชาติก็มีการสะสมตัวหนาขึ้นโดยใช้ระยะเวลาไม่นานนัก

ตำแหน่งที่ 2 เป็นบริเวณปากคลองบางปอ จะพบการเปิดกว้างของปากคลองจากเดิม ซึ่งลักษณะตะกอนเดิมบริเวณปากคลองจะเป็นตะกอนทรายผสมดินโคลน การหายไปของตะกอนคาดว่าป็นผลมาจากการเพิ่มความเร็วของสึนามิเมื่อเข้าสู่ร่องน้ำ อย่างไรก็ตาม บริเวณนี้มีป่าชายเลนอยู่เป็นบริเวณกว้าง จึงสามารถลดแรงปะทะของสึนามิได้

ตำแหน่งที่ 3 บริเวณท่าเรือบ้านน้ำเค็มที่ตั้งอยู่ปากคลองน้ำเค็ม พบการสูญเสียตะกอนเพราะเป็นบริเวณที่คาดว่าสึนามิมีความรุนแรงและความเร็วมากกว่าบริเวณอื่น แต่ด้วยมีสิ่งก่อสร้างอยู่อย่างหนาแน่น ปริมาณตะกอนจึงสูญเสียไม่มาก แต่ความสูญเสียส่วนใหญ่เป็นเรื่องทรัพย์สิน อาคารบ้านเรือน และเรือประมงที่จอดอยู่ในคลองน้ำเค็มขณะเกิดสึนามิ

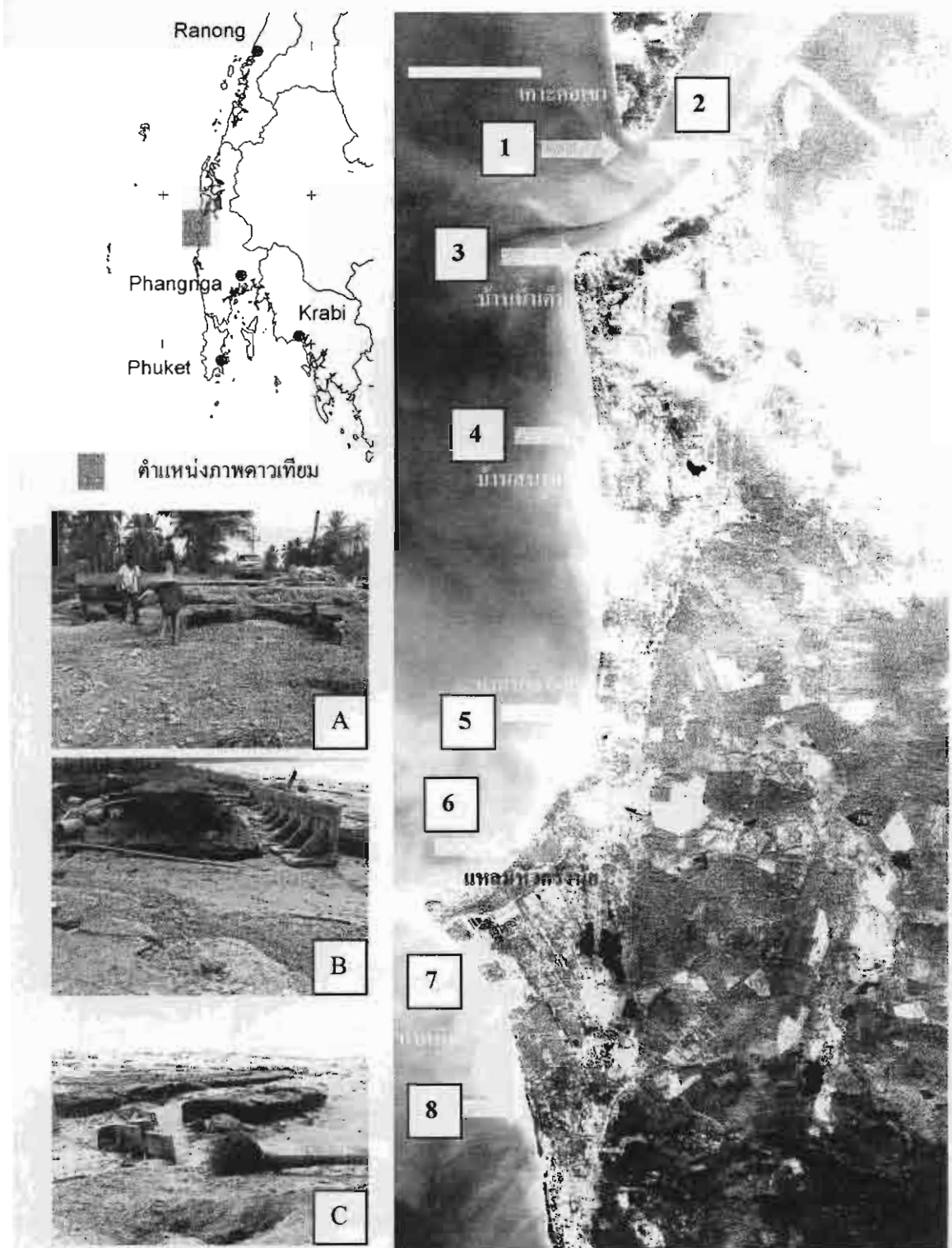
ตำแหน่งที่ 4 บริเวณตั้งแต่ท่าเรือบ้านน้ำเค็มผ่านบ้านสนามบิน ลงไปทางทิศใต้จนถึงหาดบางหลุดได้มีการสูญเสียตะกอนหน้าหาดเป็นแนวยาว ซึ่งตะกอนบางส่วนได้ถูกพัดพาขึ้นมาสะสมตัวในแผ่นดิน จากภาพจะเห็นว่า ในบริเวณนี้มีร่องรอยการทำเหมืองแร่ดีบุก ทั้งที่เป็นแอ่งบ่อเหมืองและเนินตะกอนที่ขุดจากเหมือง ซึ่งทำให้ลักษณะภูมิประเทศ ความสูงต่ำของพื้นที่ไม่เท่ากัน ตะกอนที่ถูกสึนามิกัดเซาะจากหน้าหาดได้ถูกนำมาสะสมตัวในบ่อเหมืองเป็นปริมาณมาก ในหลายทิศทาง

ตำแหน่งที่ 5 และ 6 บริเวณหาดบางหลุด จะเห็นว่า การกัดเซาะได้ทำให้เกิดช่องเชื่อมระหว่างทะเลกับบ่อเหมืองแร่เก่าทั้งสองบริเวณซึ่งเคยมีการทำเหมืองแร่ดีบุกใกล้ชายฝั่งปัจจุบันมาก อย่างไรก็ตามจากการติดตามการเปลี่ยนแปลงตะกอนภายหลังพบว่า ปริมาณตะกอนหน้าหาดได้เพิ่มขึ้นและปิดช่องเชื่อมทะเลกับบ่อเหมืองแล้ว แต่น้ำทะเลยังสามารถเข้าบ่อเหมืองเก่าได้หากมีคลื่นลมในช่วงมรสุม หรือในช่วงน้ำขึ้นสูงสุด

ตำแหน่งที่ 7 แหลมหัวกรังนุ้ย เป็นพื้นที่แหลมรูปสามเหลี่ยม (Cuspate cape) ที่ยื่นออกไปในทะเลโดยพื้นที่ทะเลบริเวณนี้เป็นหาดปะการัง ที่มีแนวพืดปะการังยาวต่อเนื่องลงไปในทะเลประมาณ 500-1,000 เมตร ซึ่งพบการกัดเซาะบริเวณหน้าหาด ถนนหน้าหาดขาดหายไปบางส่วนและมีการพัดพาเอาเศษปะการังขึ้นมาสะสมตัวในแผ่นดินบ้าง

ตำแหน่งที่ 8 หาดทับตะวันตอนใต้ของแหลมหัวกรังนุ้ย พบการกัดเซาะไม่มากนักเมื่อเทียบกับบริเวณอื่นทางด้านเหนือขึ้นไป พบเศษปะการังถูกพัดพาขึ้นมาบ้างไม่มากปะปนกับตะกอนหน้าหาด

ส่วนภาพด้านซ้าย (A, B และ C) เป็นภาพความเสียหายที่บันทึกจากแหลมหัวกรังนุ้ย



รูปที่ 4.1 แสดงตำแหน่งการกัดเซาะชายฝั่งจากภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS และภาพความเสียหายในเรื่องการกัดเซาะพื้นที่ชายฝั่งด้านซ้าย (A,B,C) บริเวณแหลมหัวกรังน้อย (ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจากโฮมเพจของ GISTDA)

บริเวณแหลมปะการังก็เป็นอีกพื้นที่หนึ่งที่พบการสูญเสียตะกอนอย่างชัดเจน โดยเฉพาะปลายแหลมปะการังด้านเหนือสุดที่เป็นตะกอนทรายปิดทับแนวพืดปะการัง ได้ถูกกัดเซาะจากสึนามิโดยปริมาณตะกอนที่ปิดทับด้านบนปะการังสูญหายไป จากการสำรวจภาคสนามพบว่า ตะกอนที่ปิดทับเดิมมีความหนาโดยประมาณ 1-2 เมตร และตะกอนบริเวณนี้ถูกกัดเซาะหายไปทั้งหมดจนถึงพื้นปะการังที่รองรับตะกอนอยู่เดิม (รูปที่ 4.2) นอกจากตอนปลายสุดของแหลมปะการังแล้วยังพบว่า ตะกอนส่วนล่างที่รองรับแนวคันสน ก็ได้ถูกกัดเซาะหายไป จนทำรากของคันสนไม่มีสิ่งยึดเกาะ การกัดเซาะได้เข้ามาถึงถนนซีเมนต์ และตะกอนสูญเสียคิดเป็นระยะทางประมาณ 10-20 เมตร จากหน้าหาดเดิม ในภายหลังพบว่า คันสนส่วนใหญ่ที่ยังคงสภาพอยู่ก็ไม่สามารถขึ้นคันได้ต่อไป (จากการสำรวจเมื่อเดือนพฤษภาคม 2548) แม้ว่าจะมีความพยายามฟื้นฟูสภาพโดยการค้าคันคันสนโดยโครงการของกรมทรัพยากรชายฝั่งก็ตาม ซึ่งในช่วงเวลาก่อนการสำรวจเมื่อเดือนพฤษภาคม 2548 พบว่า ได้มีมรสุมเข้ามาในบริเวณฝั่งอันดามัน ทำให้สภาพคันสนเดิมที่ไม่มีความมั่นคง ได้ล้มลงอีกเป็นจำนวนมาก (ดูรูปที่ 4.3 รูปถ่ายจากภาคสนามประกอบ) การกัดเซาะโดยเฉพาะจากพายุและมรสุม ยังสามารถเกิดขึ้นในบริเวณนี้

การสูญเสียตะกอนจากการกัดเซาะโดยสึนามิในบริเวณแหลมปะการังนี้ เกิดขึ้นทั้งด้านเหนือของแหลมและด้านใต้ เรือไปจนถึงปากคลองที่เป็นที่ตั้งของมูลนิธิ รีสอร์ท แอนด์ สปาร์

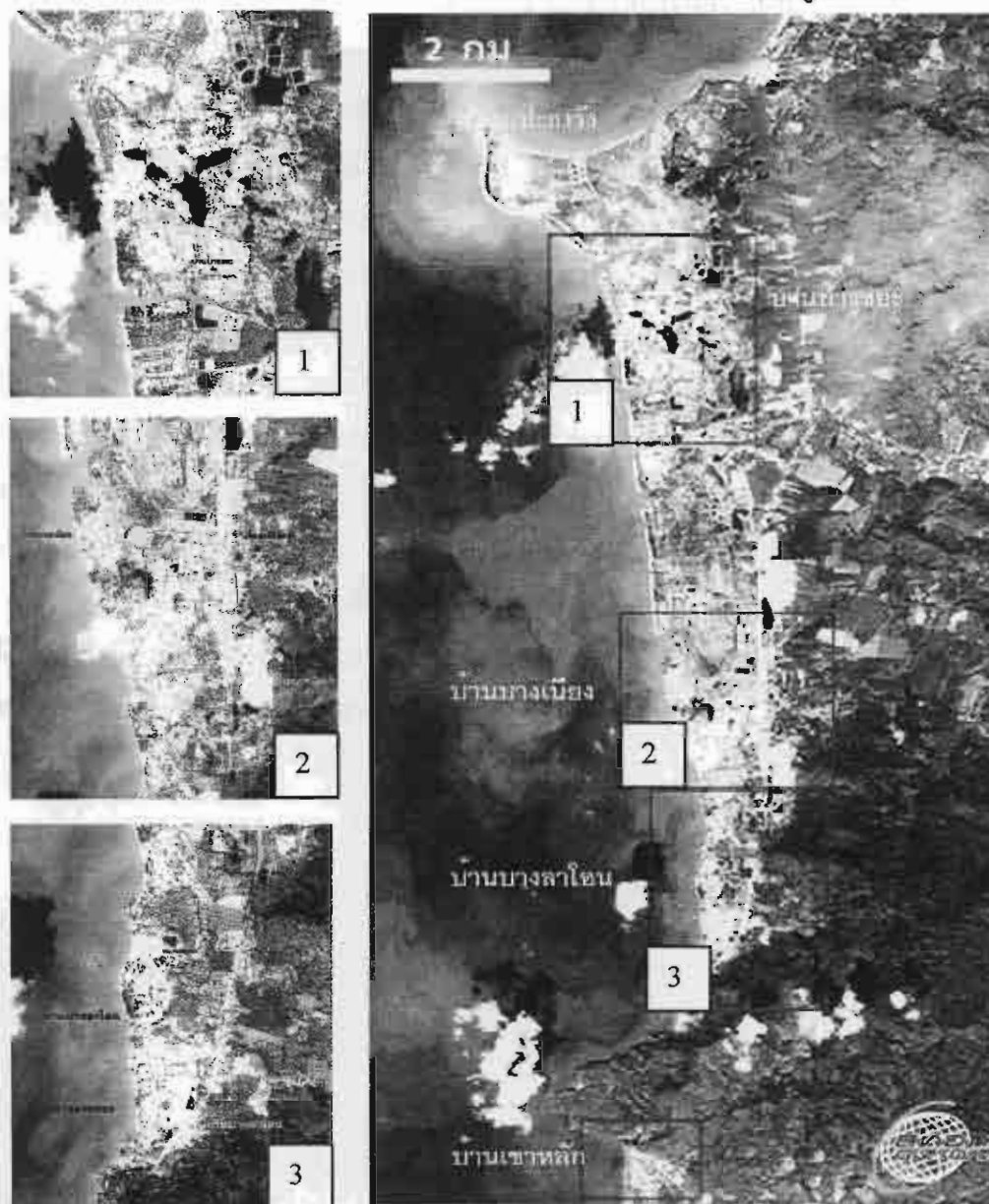


รูปที่ 4.2 ภาพดาวเทียม IKONOS บริเวณแหลมปะการัง กรอบสีแดงเป็นบริเวณที่เกิดการกัดเซาะตะกอนทรายที่หายไปปิดทับปะการัง (ข้อมูลภาพดาวเทียม จาก CRISP)



รูปที่ 4.3 ภาพบันทึกจากการสำรวจภาคสนามแสดงสภาพความเสียหายจากการกัดเซาะชายฝั่งบริเวณแหลมปะการัง (ภาพบนสุดถ่ายไปทางทิศตะวันตก เมื่อวันที่ 7 มกราคม 2548) ภาพกลางและล่างบันทึกเมื่อวันที่ 14 พฤษภาคม 2548 แสดงการกัดเซาะอย่างต่อเนื่องจากมรสุม

ภาพจากดาวเทียม IKONOS วันที่ 29 ธันวาคม 2547  
แสดงพื้นที่ที่เสียหายจากคลื่นสึนามิ  
บริเวณชายฝั่งทะเลอันดามัน จ.พังงา  
จัดทำโดย สำนักงานพัฒนาเทคโนโลยีอวกาศและภูมิสารสนเทศ

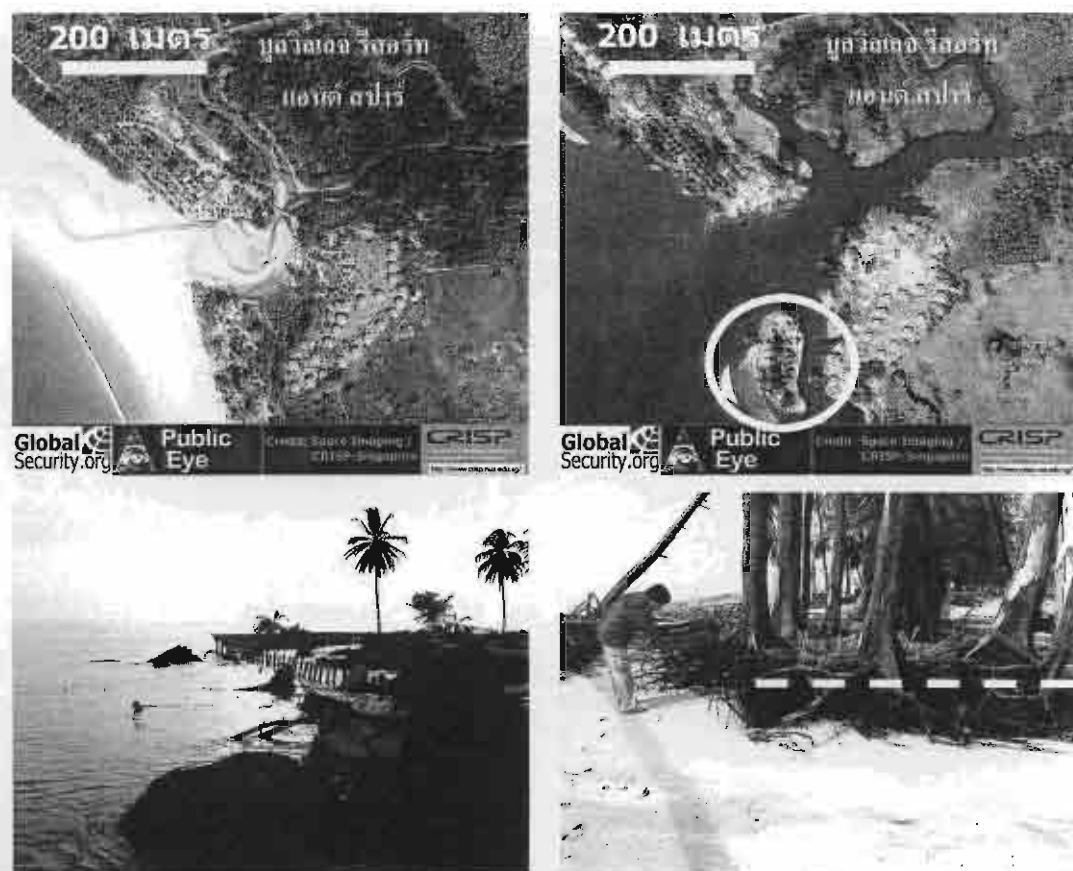


รูปที่ 4.4 ภาพดาวเทียม IKONOS ในบริเวณกว้าง (ภาพขวา) และภาพระดับรายละเอียด (ภาพด้านซ้าย) ของพื้นที่ตั้งแต่แหลมปะการัง ลงมาทางตอนใต้จนถึงบ้านบางลาโชน จังหวัดพังงา ซึ่งจะกล่าวในรายละเอียดแต่ละพื้นที่ในรูปถัดไป (ข้อมูลภาพดาวเทียมจากโฮมเพจ GISTDA)

ในบริเวณตอนใต้ของแหลมปะการังตั้งแต่ปากคลองที่เป็นที่ตั้งของบลูวิลเลจ รีสอร์ท แอนด์ สปา เรือไปทางใต้จนถึงบริเวณบ้านบางลาโอน พบการกัดเซาะทั้งในบริเวณปากคลองเดิม หน้าหาด และบางพื้นที่ได้เกิดการเปิดของปากคลองเล็กๆ ขึ้นมาใหม่ ในหลายตำแหน่ง (ดังลูกศรชี้ตั้งแต่รูปที่ 4.5 ถึงรูปที่ 4.7) การกัดเซาะไม่ได้เกิดเฉพาะบริเวณหน้าหาด แต่ยังเกิดในบริเวณหลังของฝั่งคลอง ในบริเวณหน้าหาดเองที่มีธรณีสัณฐานเดิมที่เป็นแนวสันทราย (Beach ridges) สลับกับพื้นที่ลุ่มต่ำด้านหลัง (Back-barrier lagoon) การกัดเซาะทำให้น้ำทะเลท่วมเข้าไปในพื้นที่ลุ่มต่ำ ในบางบริเวณจนสามารถกลับมาเชื่อมต่อกับน้ำทะเลได้อีกครั้ง จากลักษณะการกัดเซาะหน้าหาดบริเวณนี้ ทำให้เกิดธรณีสัณฐานหรือรูปร่างของหน้าหาดที่เป็นรอยเว้า ซึ่งบ่งบอกถึงทิศทางอันหลากหลายของสึนามิทั้งในขณะเข้าปะทะและในขณะที่น้ำทะเลถอยลงสู่ระดับปกติ ฉะนั้นจึงพอสรุปในเบื้องต้นได้ว่า การกัดเซาะอย่างรุนแรงเกิดขณะสึนามิเข้าปะทะในทิศทางเข้าหาฝั่ง และการหมุนเวียนตะกอนออกสู่ทะเลเกิดอย่างต่อเนื่องในขณะที่น้ำทะเลถอยร่น ซึ่งพฤติกรรมการกัดเซาะลักษณะนี้จะทำให้สภาพภูมิประเทศหน้าหาดเปลี่ยนแปลงอย่างมาก และสิ่งที่ควรระมัดระวังและควรเฝ้าติดตามก็คือ การเปลี่ยนทิศทางของกระแสน้ำขนานชายฝั่ง (Longshore current) ซึ่งแต่เดิมอาจจะมีทิศทางขนานไปกับฝั่ง แต่หลังจากสภาพภูมิประเทศหน้าหาดจนไปถึงใต้ทะเล (Shoreface topography) เปลี่ยนไป ในบางพื้นที่อาจจะพบปรากฏการณ์กระแสน้ำไหลออกสู่ทะเล (Rip current) ได้ซึ่งเป็นเรื่องที่ควรจะทำการศึกษาในรายละเอียดในอนาคต เพราะการที่กระแสน้ำไหลย้อนกลับออกสู่ทะเลอาจจะเป็นอันตรายต่อนักท่องเที่ยวในอนาคตได้



รูปที่ 4.5 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS ที่บันทึกได้เมื่อวันที่ 29 ธันวาคม 2547 ในบริเวณตอนล่างของแหลมปะการัง จนถึงบ้านคึกคัก จังหวัดพังงา ลูกศรแสดงตำแหน่งที่พบการกัดเซาะตะกอนหน้าหาดจากการสำรวจภาคสนาม (ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจากโฮมเพจ GISTDA)



รูปที่ 4.6 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS ขยายให้เห็นพื้นที่การกัดเซาะชายฝั่งบริเวณตอนล่างของแหลมปะการัง ปากคลองที่ตั้งบุลูวิลเลจ รีสอร์ท แอนด์ สปา การกัดเซาะเกิดขึ้นอย่างรุนแรงทำให้ปากคลองเปิดกว้างขึ้น และแนวสันทรายเดิม (ในตำแหน่งวงกลม) ได้ถูกกัดเซาะจนเกิดเป็นลักษณะเกาะสันดอน ซึ่งแสดงให้เห็นปริมาณตะกอนได้สูญหายไปอย่างชัดเจน (ระดับเส้นประสีขาว ดังแสดงในรูปถ่ายด้านล่าง บันทึกภาพเมื่อ 7 มกราคม 2548) (ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจากโฮมเพจของ CRISP)



รูปที่ 4.7 ภาพดาวเทียม IKONOS ก่อนและหลังสึนามิในบริเวณโซฟิเทล เมจิก ลากูน บ้านคึกคัก จังหวัดพังงา (ข้อมูลภาพจากโฮมเพจของ CRISP) จะเห็นการกัดเซาะบริเวณหน้าหาดชัดเจน (ตำแหน่งที่ลูกศรชี้) และสองรูปภาพกลาง แสดงพื้นที่ที่ถูกกัดเซาะจากการสำรวจภาคสนาม เมื่อวันที่ 8 มกราคม 2548 ส่วนสองรูปล่างแสดงการฟื้นตัวของตะกอนที่มาปิดกั้นปากคลองในบริเวณใกล้เคียง บันทึกภาพเมื่อวันที่ 14 พฤษภาคม 2548



รูปที่ 4.8 ภาพถ่ายดาวเทียม IKONOS แสดงตำแหน่งการกัดเซาะชายฝั่งตั้งแต่บริเวณบ้านคึกคัก ลงมาทางใต้ถึงหาดนางทอง จังหวัดพังงา (ลูกศรชี้) ซึ่งการกัดเซาะจะมีลักษณะคล้ายกับพื้นที่ทางด้านเหนือขึ้นไป คือเกิดอย่างชัดเจนในพื้นที่ที่เป็นร่องน้ำและพื้นที่สันทรายหน้าหาด (ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมจาก GISTDA)



รูปที่ 4.9 ภาพดาวเทียม IKONOS แสดงการกัดเซาะชายฝั่งตั้งแต่หาดนางทอง ลงมาทางตอนใต้ถึงอ่าวอ่างทอง บ้านบางลาโณ จังหวัดพังงา (ตำแหน่งในลูกศรชี้) (ข้อมูลภาพดาวเทียมจาก GISTDA)

## บทที่ 5

### สรุปผลงานของโครงการวิจัย

(Research products)

#### 5.1 ผลงานวิจัยเชิงวิชาการ การผลิตโครงการวิทยาศาสตร์ย่อย

ผลิตโครงการวิทยาศาสตร์ของนิสิตชั้นปีที่ 4 จำนวน 3 โครงการ คือ

- 1) โครงการศึกษาเรื่อง อัตราการกัดเซาะชายฝั่งเบื้องต้นจากแนวชายฝั่งทะเลจังหวัด  
ประจวบคีรีขันธ์ (Preliminary rate of coastal erosion from Prachuap Khiri Khan coast)  
โดย นางสาว ลักษณภรณ์ หนูมี สำเร็จการศึกษาปี 2546
- 2) โครงการศึกษาเรื่อง ลักษณะธรณีสัณฐานชายฝั่งและการลำดับชั้นตะกอน จากเกาะพระทอง  
จังหวัดพังงา (Coastal landform and its stratigraphy from Ko Phrathong, Changwat Phang-  
nga) โดย นาย ชาญวิทย์ ถิ่นซ้าย สำเร็จการศึกษาปี 2547
- 3) โครงการศึกษาเรื่อง ความเกี่ยวเนื่องของธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่งและการตั้งถิ่นฐานชุมชนใน  
อดีต บริเวณหาดวนกร จังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (Linkage between coastal geomorphology  
and archeological site selection from Wanakorn Beach, Prachuap Khiri Khan) โดย นาย  
วสันต์ ปัญญาดี สำเร็จการศึกษาปี 2547

วิทยานิพนธ์ระดับปริญญาโทที่กำลังดำเนินการ อีก 2 เรื่อง คือ

- 1) วิทยานิพนธ์หัวข้อ การประเมินการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งและพิบัติภัยจากการกัดเซาะชายฝั่ง  
บริเวณจังหวัดประจวบคีรีขันธ์ (Evaluation of coastal changes and coastal erosion hazard  
from Changwat Prachuap Khiri Khan) โดย นาย รัฐกร สองเมือง
- 2) วิทยานิพนธ์หัวข้อ ธรณีโบราณคดี จากแหล่งโบราณคดีทุ่งเศรษฐี อำเภอชะอำ จังหวัดเพชรบุรี  
(Geoarchaeology from Thungsetti, Amphoe Cha-um, Petchaburi) โดย นางสาว ประอร ศิลา  
พันธ์

#### 5.2 รายงานงานวิจัย

ได้นำเสนอรายงานแสดงความก้าวหน้าของโครงการวิจัยครบทุกครั้งดังที่ได้ระบุไว้ในแผนการ  
ดำเนินการ

### 5.3 ผลงานวิจัยที่ตีพิมพ์ในวารสารวิชาการระดับนานาชาติ

สำหรับการเผยแพร่ผลงานวิจัยในรูปแบบวารสารวิชาการ ประกอบด้วย การส่งบทความเพื่อลงตีพิมพ์ในวารสารวิจัยระดับนานาชาติ คือ

- 1) Journal of Natural History เรื่อง Holocene biostratigraphical records in coastal deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan, Western Thailand. โดย Choowong, M., Ugai, H., Charoentitirat, T., Charusiri, P., Daorerk, V., Songmuang, R., and Ladachart, R. Volume 4 (2), 1-18 ซึ่งตีพิมพ์เรียบร้อยแล้ว พร้อมรูปประกอบบทความได้รับเกียรติให้ลงปกวารสาร (วารสารยังไม่มี Impact factor แต่มีอยู่ใน Biosis list: [www.biosis.org](http://www.biosis.org) ดูเอกสารแนบในภาคผนวก)
- 2) บทความเรื่อง Effects on the Andaman Coastal Areas of Thailand after 26 December 2004 Tsunami โดย Choowong et al ได้ส่งต้นฉบับให้วารสาร Journal of Coastal Research พิจารณาแล้ว กำลังรอผลการพิจารณา (ดูรายละเอียดในเอกสารแนบ)
- 3) บทความเรื่อง Significance of 26 December 2004 Landward and Seaward Tsunami Deposits from the Andaman coasts of Thailand โดย Choowong et al ได้ส่งให้วารสาร Journal of Asian Earth Sciences พิจารณาแล้ว กำลังรอผลการพิจารณา (ดูรายละเอียดในเอกสารแนบ)

นอกจากนี้ยังได้รับเกียรติให้นำข้อมูลส่วนหนึ่งของงานวิจัย ลงเผยแพร่ในปกหน้าและปกหลัง พร้อมสรุปบทความในวารสารข่าวของ Geological Society of Japan Newsletter ฉบับที่ 8 ลงวันที่ 20 พฤษภาคม 2548 และรูปและผลการศึกษางานบางส่วนได้รับเกียรติให้ลงปกและบทความในวารสาร Journal of Geological Society of Japan เรื่อง Initial report of tsunami deposits in Phuket and adjacent areas in Thailand induced by the earthquake off Sumatra December 26, 2004 โดย Choowong et al (ดังแสดงในเอกสารแนบ)

บทความ บทความย่อย และการประชุมวิชาการ ประกอบด้วย การประชุมในประเทศ 2 ครั้ง คือ

- 1) การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลสมัยโฮโลซีนตอนปลายในประเทศไทย (Late Holocene sea-level changes in Thailand) โดย มนตรี ชูวงศ์ วิโรจน์ คาวฤกษ์ ปัญญา จารุศิริ จูติมา เจริญจิตรัตน์ และรัฐกร สองเมือง ชื่อการประชุม ความก้าวหน้าในการศึกษาด้านโบราณคดีและเมือง

โบราณในวัฒนธรรมทวารวดี วันที่ 24-25 กรกฎาคม 2546 โรงแรมสองพันบุรี จังหวัด สุพรรณบุรี และ

- 2) หัวข้อบทความ Geological evidence of sea-level changes from the eastern Thailand โดย Montri Choowong, Veerote Daorerk, Punya Charusiri, Non Prapasanobon, Withit Chanthasomboon and Rattakorn Songmeung ชื่อการประชุมวิชาการ วิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งประเทศไทย ครั้งที่ 29 20-22 ตุลาคม 2546 ณ ศูนย์ประชุมเอนกประสงค์ กาญจนภิเษก มหาวิทยาลัยขอนแก่น

โปสเตอร์พร้อมบทคัดย่อในการประชุมนานาชาติ 2 เรื่อง คือ

- 1) หัวข้อ Stratigraphic records in Holocene coastal deposits from the western part of the Gulf of Thailand โดย Choowong, M., Ugai, H, Charusiri, P, Daorerk, V, Charoentitirat, T, Songmeung, R and Ladachart, R. และ
- 2) หัวข้อ Palaeogeography and ancient settlements: A preliminary investigation at Thungsethi, Changwat, Petchaburi, western Thailand โดย Silapanth, P., Charoentitirat, T, and Choowong, M. ในการประชุม International Symposium on the Geologic Evolution of East and Southeast Asia, ระหว่างวันที่ 8-14 กุมภาพันธ์ 2547

บทคัดย่อ (Abstract) และการนำเสนอในการประชุมวิชาการนานาชาติ (Oral presentation) 1 ครั้ง คือ

JEPS Joint Meeting 2005 (Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting) ชื่อหัวขื่อนำเสนอ "10 minutes shoreline on 26 December 2004 flooded by tsunami wave along the coastal areas of the Andaman Sea, Thailand" โดย Choowong et al วันที่ 24 พฤษภาคม 2548 กรุงเทพมหานคร ประเทศไทย (ดูรายละเอียดในเอกสารแนบ)

#### 5.4 กิจกรรมอื่นๆ ที่เกี่ยวข้อง

การไปนำเสนอผลงาน การได้รับเชิญไปเป็นวิทยากร

1. หัวหน้าโครงการวิจัยได้มีส่วนในการนำเสนอผลงานวิชาการ ทั้งในรูปแบบวิทยากรรับเชิญในการอบรมวิชาการที่ได้สอดคล้องเนื้อหาที่เป็นข้อมูลส่วนหนึ่งผลงานวิจัยโครงการนี้ คือ อบรม

เชิงปฏิบัติการวิทยาศาสตร์สิ่งแวดล้อม จัดโดย ภาควิชาวิทยาศาสตร์ทั่วไป คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

2. การอบรมเชิงปฏิบัติการธรณีวิทยาเบื้องต้น จัดโดย คณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยศิลปากร
3. การประชุมวิชาการประจำปี 2547 ของคณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย เมื่อวันที่ 16 มีนาคม 2548 หัวข้อบรรยาย “ผลกระทบทางกายภาพจากสึนามิ”
4. การประชุมประจำปี 2548 จัดโดย สมาคมศิษย์เก่าวิศวกรรมศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย เมื่อเดือนมกราคม 2548 หัวข้อ การประเมินผลกระทบทางกายภาพจากแผ่นดินไหวและสึนามิ

### 5.5 การเชื่อมโยงทางวิชาการกับนักวิชาการอื่นๆ ทั้งในประเทศและต่างประเทศ

โครงการวิจัยนี้ได้ทำการเชื่อมโยงศาสตร์ทางธรณีวิทยากับศาสตร์อื่นๆ เช่น ภูมิศาสตร์ โบราณคดี และชีววิทยา โดยเฉพาะข้อมูลที่ได้จากโครงการวิจัยบางส่วนสามารถนำไปใช้เพื่อเป็นข้อมูลพื้นฐานสำหรับศาสตร์อื่นๆ ได้เป็นอย่างดี เช่น แผนที่ธรณีสัณฐานวิทยาที่ได้จะทำให้ให้นักโบราณคดีได้ข้อมูลในเรื่องการเปลี่ยนแปลงชายฝั่งทะเลเพื่อจะนำไปบูรณาการอธิบายการตั้งถิ่นฐานของชุมชนโบราณในอดีต

นอกจากการเชื่อมโยงทางวิชาการในประเทศแล้ว คณะผู้วิจัยได้ทำการเชื่อมโยงกับนักวิชาการต่างประเทศที่เกี่ยวข้องกับงานวิจัยนี้ คือ

1. เชื่อมโยงงานวิจัยร่วมกับมหาวิทยาลัยทสึคุบะ ประเทศญี่ปุ่น โดย Associate Professor Dr Ken-ichiro Hisada และ รองศาสตราจารย์ ดร ปัญญา จารุศิริ เป็นผู้ประสานงานโครงการศึกษา IGCP 516 (International Geological Corporation Program 516) ซึ่งได้บรรจุงานศึกษาด้านตะกอนวิทยาและการกัดเซาะชายฝั่งไว้ในส่วนหนึ่งของโครงการ
2. เชื่อมโยงงานวิจัยด้านตะกอนวิทยากับมหาวิทยาลัยชินชู ประเทศญี่ปุ่น โดยมี Assistant Professor Dr Naomi Murakoshi จาก Department of Environmental Science ซึ่งเป็นผู้เชี่ยวชาญด้านตะกอนวิทยา โดยเน้นการมุ่งพัฒนาองค์ความรู้ด้านโครงสร้างตะกอน และกลไกการเคลื่อนตัวของตะกอน โดยการทำทดลอง Flume experiment ซึ่งเป็นการทดลองที่ไม่มีในเมืองไทย
3. เชื่อมโยงงานวิจัยร่วมกับมหาวิทยาลัยคันตาเนีย (University of Cantania) ประเทศอิตาลี โดยมี Professor Itano เป็นหัวหน้าโครงการวิจัยร่วม

## เอกสารอ้างอิง (References)

### ภาษาไทย

สิน สิ้นสกุล 2534 รายงานเบื้องต้น การกักร่อนชายฝั่งทะเลในประเทศไทย ฝ่ายธรณีวิทยาสิ่งแวดล้อม กอง  
ธรณีวิทยา กรมทรัพยากรธรณี สิงหาคม 2534 14 หน้า

### ภาษาอังกฤษ

Bunopas, S. 1983. Palaeogeographic history of western Thailand and adjacent part of S.E. Asia; A plate  
tectonics interpretation. *Geol. Surv. Paper 5*. DMR, Thailand. 810p

Chalermklarp, S. 1990. Geology for the use in conservation and sustainable development of Khao Sam Roi  
Yod National Park and adjacent area. *Unpublished B.Sc. Honour Thesis*, Department of Geology,  
Chulalongkorn University, Bangkok, 198p.

Chonglakmani, C., Ingavat, R., Piccoli, G., and Robba, E. 1983. The last marine submersion of the Bangkok  
area in Thailand. *Memorie Di Scienze Geologiche. Padova* Vol. XXXVI, 35-352.

Choowong, M., 2002. Coastal sedimentary lithofacies and episodic evolution from the eastern part of the  
Gulf of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, Vol. 27, No. 2, pp.  
111-129.

Choowong, M., 2002. The geomorphology and assessment of indicators of sea-level changes to study  
coastal evolution from the Gulf of Thailand. *The International Symposium on Geology of Thailand*,  
26-31 August 2002, Bangkok, Thailand., pp207-220

Choowong, M., 2002. Isostatic models and Holocene relative changes in sea level from the coastal lowland  
area in the Gulf of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, Vol. 27,  
No. 1, pp. 83-92.

Choowong, M., Ugai, H., Charoentitirat, T., Charusiri, P., Daorerk, V., Songmuang, R., and Ladachart, R.,  
2004. Holocene biostratigraphical records in coastal deposits from Sam Roi Yod National Park,

- Prachuap Khiri Khan, Western Thailand. *The Natural History Journal of Chulalongkorn University*. 4 (2), 1-18
- DMR, 2002. Report on coastal erosion from the Gulf of Thailand and the Andaman Sea.
- Hesp. A.P., Hung, C.C., Hilton, M., Ming, C.L., Turner, M.I. 1998. A first tentative Holocene Sea level curve for Singapore. *Journal of Coastal Research*. 14(1), Royal Palm Beach, Florida., 308-314.
- Hoang Ngoc Ky. 1989. The Quaternary Geology of the Mekong Lower Plain and Islands in Southern Vietnam. *Proceedings of the Workshop on Correlation of Quaternary Successions in South, East and Southeast Asia*. November 21-24, 1988. Bangkok, Thailand., 215-242.
- Le Van Cu, Nguyen Dich Dy and Dao Thi Mien. 1989. Stratigraphy of the Pliocene-Quaternary Deposits on the Southeastern Vietnam Continental Shelf and the Mekong Delta. *Proceedings of the Workshop on Correlation of Quaternary Successions in South, East and Southeast Asia*. November 21-24, 1988. Bangkok, Thailand., 243-250.
- Nutalaya, P., and Rau, J.J. 1981. Bangkok: The Sinking Metropolis. *Episodes*. Vol. 1981. No.4., 3-8.
- Pitman, J.I. 1985. *Thailand*. In Bird, E.C.F., and Schwartz, M.L. (eds.): *The world's coastline*. Van Nostrand Rienbold, Strudberg, Pennsylvania., 771-783.
- Saito, Y., Tanabe, S, Sato, Y., Suzuki, Y., 2002. Holocene evolution of the Lower Central Plain of Thailand. *The Symposium on Geology of Thailand*, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, pp. 201-206.
- Sinsakul, S., Sonsuk, M., and Hasting, P.J. 1985. Holocene sea levels in Thailand: evidence and basis for interpretation. *Geol. Soc. Thailand*, 8, 1-12.
- Sinsakul, S. 1992. Review Paper: Evidence of Quaternary sea level changes in the coastal areas of Thailand: a review. *Jour. of SE Asian Earth Sciences*. Vol.7, No. 1, 23-37.

- Somboon, J.R.P., 1990. Geomorphology of the Chao Phraya Delta, Thailand. Unpublished Ph.D Dissertation, Kyoto University, Japan, 86.
- Somboon, J.R.P. and Thiramongkol, N. 1992. Holocene highstand shoreline of the Chao Phraya Delta, Thailand. *Jour. of SE Asian Earth Sciences*. Vol.7, No.1., 53-60.
- Supajanya, T., 1981. Delineation of the regression shorelines in the lower Chao Phraya Plain. Proceedings of the Seventeenth Session, Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources, pp. 232-237.
- Supajanya, T., 1983. Tentative correlation of old shorelines around the Gulf of Thailand. First Symposium on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand, October 1983, pp. 96-105.
- Thiramongkol, N. 1983. Geomorphology of the lower Central Plain, Thailand. Third Meeting of the Working Group on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand. October 1983, 13-25.
- Thiramongkol, N. 1986. Neotectonism and rate of uplift in the eastern margin of the lower Central Plain of Thailand. *Proceedings of the Workshop on Economic Geology, Tectonics, Sedimentary Processes and Environment of Southeast Asia*, Haad Yai, Thailand, 3-7 February 1986, 3-22.
- Tjia, H.D. 1986. Tectonics, volcanism and sea level changes during the Quaternary in Southeast Asia. In Thiramongkol, N. (ed.), *Proceedings of Workshop on Economic Geology, Tectonics, Sedimentary Processes and Environment of Southeast Asia*, Haad Yai, Thailand, 3-7 February 1986, 3-22.
- Umitsu, M., Tiypairach, S., Chaimanee, N., Kawase, K., 2002. Late Holocene sea-level change and evolution of the Central Plain, Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, pp. 196-200.

# ภาคผนวก

ผลงานวิชาการของโครงการ

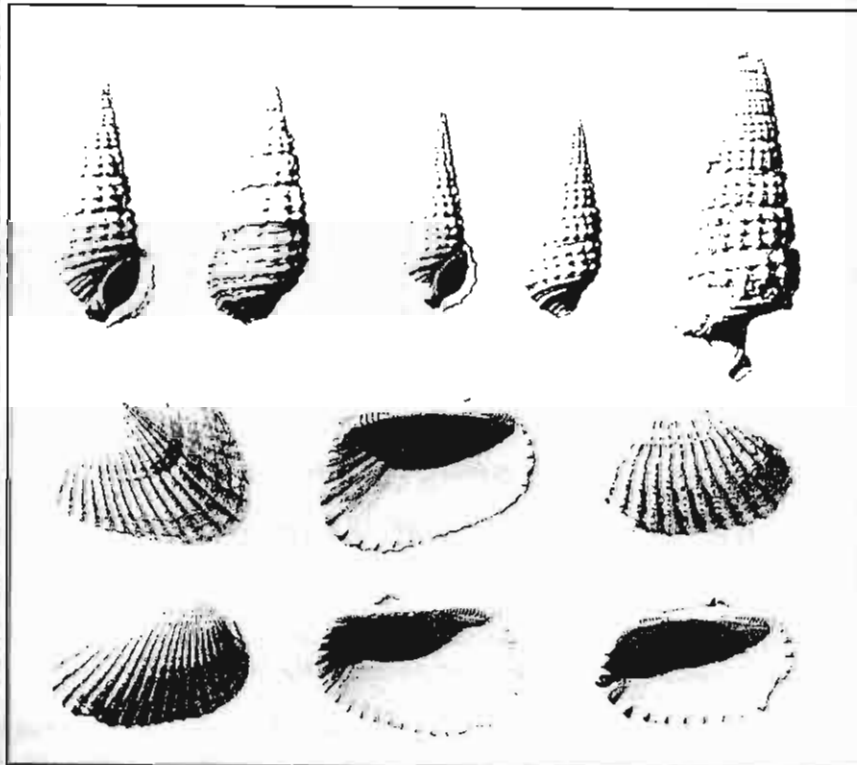
## Publication

Choowong, M., Ugai, H., Charoentitirat, T., Charusiri, P., Daorerk, V., Songmuang, R., and Ladachart, R., 2004. Holocene biostratigraphical records in coastal deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan, Western Thailand. *The Natural History Journal of Chulalongkorn University* 4(2), 1-18.



# *The Natural History Journal of Chulalongkorn University*

วารสารธรรมชาติวิทยาแห่งจุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย



*Official Publication of*

**Chulalongkorn University Museum of Natural History**

Department of Biology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok, THAILAND

**Volume 4, Number 2**

**October 2004**

**Editor**

**Somsak Panha** (somsakp@sc.chula.ac.th)

*Department of Biology, Faculty of Science, Chulalongkorn University  
254 Phaya Thai Rd., Pathum Wan, Bangkok 10330, THAILAND*

**Associate Editors**

**Kumthorn Thirakhupt**

**Pongchai Harnyuttanakorn**

**Wichase Khonsue**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Assistant Editors**

**Piyoros Tongkerd**

**Nontivitch Tandavanij**

**Pongsakorn Jewbangpa**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Editorial Board**

**Arthur E. Bogan**

*North Carolina State Museum of  
Natural Sciences, USA*

**Edmund Gittenberger**

*University of Leiden, NETHERLANDS*

**Indraneil Das**

*Universiti Malaysia Sarawak, MALAYSIA*

**John Taylor**

*Natural History Museum, UK*

**Osamu Takenaka**

*Kyoto University, JAPAN*

**Robert F. Inger**

*Field Museum of Natural History, USA*

**Angoon Lewvanich**

*Department of Agriculture, THAILAND*

**Phaibul Naiyanetr**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Thosaporn Wongratana**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**David S. Woodruff**

*University of California, San Diego, USA*

**Harold K. Voris**

*Field Museum of Natural History, USA*

**Jean-Jacques Jaeger**

*Université Montpellier, FRANCE*

**Masafumi Matsui**

*Kyoto University, JAPAN*

**Peter C.H. Pritchard**

*Chelonian Research Institute, USA*

**Warren Y. Brockelman**

*Mahidol University, THAILAND*

**Art-ong Pradatsundarasar**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Siriwat Wongsiri**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Visut Baimai**

*Mahidol University, THAILAND*

**Don L. Moll**

*Southwest Missouri State University, USA*

**Hidetoshi Ota**

*University of the Ryukyus, JAPAN*

**John B. Burch**

*University of Michigan, USA*

**Nikolaus Koeniger**

*Goethe-Universität, GERMANY*

**Peter K.L. Ng**

*National University of Singapore,  
SINGAPORE*

**William B. Jeffries**

*Dickinson College, USA*

**Jarujin Nabhitabhata**

*National Science Museum, THAILAND*

**Thaweesakdi Boonkerd**

*Chulalongkorn University, THAILAND*

**Editorial Staff** : Anchalee Aowphol, Chirasak Sutcharit

*The Natural History Journal of Chulalongkorn University* (ISSN 1513-9700) is officially published semi-annually by Chulalongkorn University Museum of Natural History, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, THAILAND.

© 2004 by Chulalongkorn University

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, translated, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording or otherwise, without prior written permission of the publisher.

**Illustration**: Marine mollusc fossils in Holocene coastal deposits  
from Sam Roi Yod National Park (see page 11).

## Holocene Biostratigraphical Records in Coastal Deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan, Western Thailand

MONTRI CHOOWONG<sup>1\*</sup>, HIROAKI UGAI<sup>2</sup>, TITIMA CHAROENTITIRAT<sup>1</sup>,  
PUNYA CHARUSIRI<sup>1</sup>, VEEROTE DAORERK<sup>1</sup>, RATTAKORN SONGMUANG<sup>1</sup>  
AND ROTTANA LADACHART<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, THAILAND

<sup>2</sup> Graduate School of Geosciences, University of Tsukuba, 305-8571, Ibaraki, JAPAN

<sup>3</sup> Graduate School, NRC-EHWM, Chulalongkorn University, Bangkok, 10330, THAILAND

**ABSTRACT.**—Biological clues, particularly marine fossils in Holocene coastal deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan province, western Thailand were preserved. Detailed systematic biological description and coastal stratigraphy presenting in this paper were contributed to unveil the characteristics of sedimentary sequences in association with the history of marine transgression and regression. Sedimentary sequences and fossils reveal marine episodes that were deposited mostly under intertidal and estuarine conditions. Marine faunas indicate regression periods of the sea. The age of some marine faunas were determined using AMS method and given the range of their deposition about 4,000 to 2,000 years BP. Results of dating confirm precise period of rapid marine gradual regression after the mid Holocene.

**KEY WORDS:** Holocene; Biostratigraphy; Sam Roi Yod; Prachuap Khiri Khan

### INTRODUCTION

Coastline of Thailand is about 2,600 km long that can be separated into 1,800 km in the Gulf of Thailand (GOT) side, and the rest 700 km in the Andaman Sea coast and islands. With very long coastal area and the country containing more than 100 islands, the effect of coastal catastrophic events has been frequently occurred. Some events were thought to have related to eustatic phenomena of the global sea-level changes during geological time-span but

some are thought to have occurred by human-induced. The studies of the coast in the low-lying areas of Thailand were carried out only in some areas after having been affected by natural disasters, such as coastal erosion, storm surges, flooding and archaeological aspects; the Lower Central Plain, the low-lying area where big cities are currently located, is one of examples of coastal risk areas (e.g. Nutalaya and Rau, 1981; Supajanya, 1981 and 1983; Chonglakmani et al., 1983; Sinsakul et al., 1985; Choowong, 2002b).

The predicted sea-level rise of 1.2 mm/year in the low-lying Central Plain of Thailand by the year 1900-2100 has been reported (NEDECO, 1965). The most up-to-date prediction of sea-level change is strongly needed. The detailed

---

\*Corresponding author.

E-mail: (662) 218-5445

Phone: (662) 218-5464

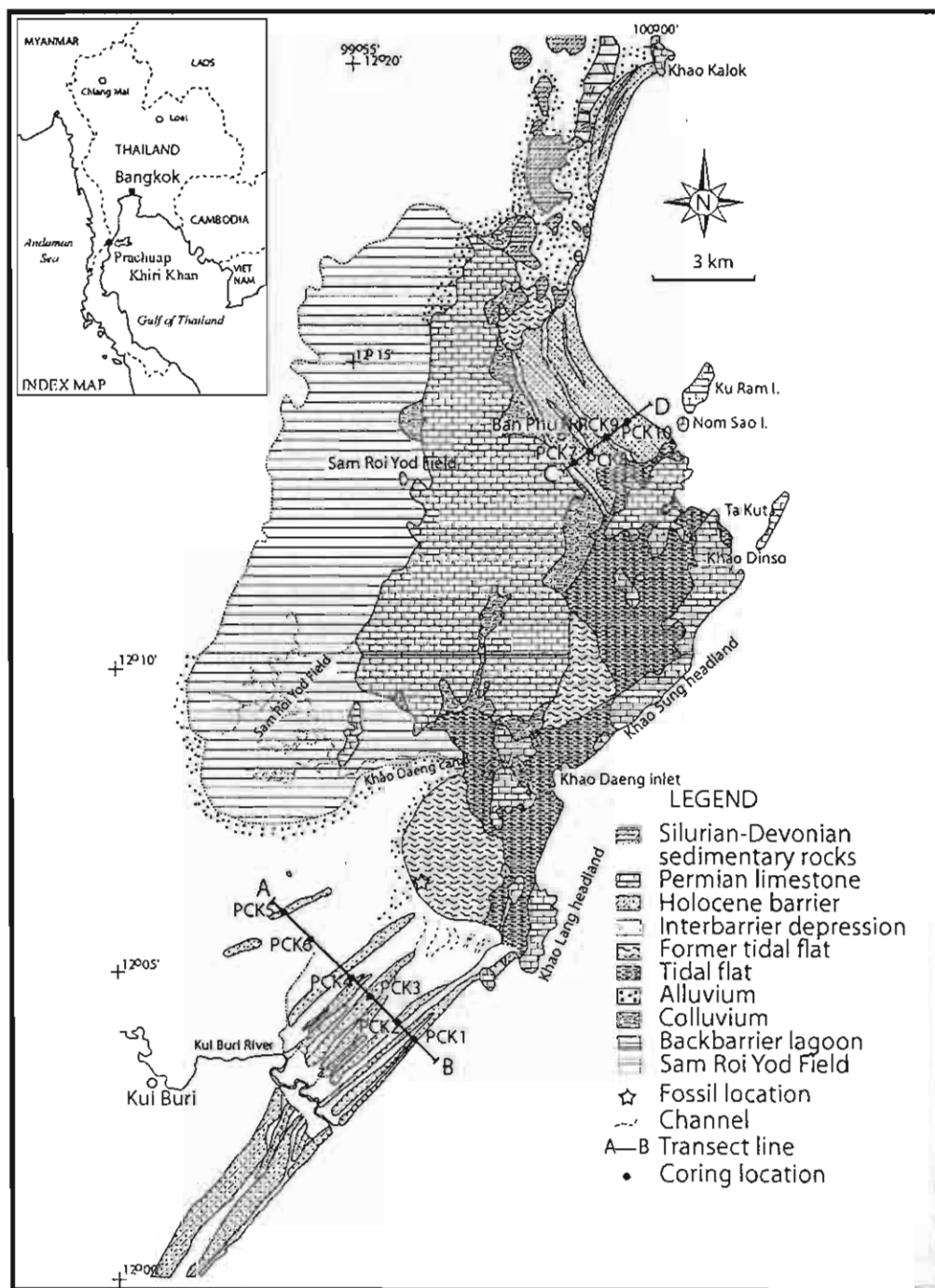


FIGURE 1. Geomorphological map of Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan province, western Thailand with transect lines showing locations of coring (see cross-sections in Fig. 2).

study of coastal evolution in particular the investigation of biological clues is a necessary first step. Thus, this work is aimed to outline the history of the Holocene sea-level changes, using biological evidence, especially from Sam

Roi Yod National Park, the western coast of the Gulf of Thailand (Fig. 1).

Holocene sea-level curve for Thailand was also constructed (Sinsakul et al, 1985; Choowong 2002a). Although local and regional marine

processes from the coastal area of Thailand have been reported, however, the regional climatic sea-level changes contributing to the relative sea-level movements in this area are difficult to separate. Sea-level curves in Thailand will also be discussed in this paper.

#### HOLOCENE BIOSTRATIGRAPHICAL RECORDS IN THAILAND

Biological evidences such as palynology, marine molluscs, ooids, corals and reefs, coralline algae, vermetid gastropods, even the diagenetic products of marine carbonates have been used extensively as sea-level indicators (e.g. Van de Plassche, 1986; Pirazzoli, 1991 and 1996). Fossil shells and pollen have been used as evidence of palaeo-environmental changes and the palaeo-shoreline, in particular, the Lower Central Plain and the western coast of the GOT. Most researchers concluded from pollen evidence that, on the Lower Central Plain, the palaeo-shoreline at the highstand extends as far as 70 km inland from the present coastline at an elevation of about 5 m above the present mean sea level (Sutalaya and Rau, 1981; Chonglakmani et al., 1983; Thiramongkol, 1983; Somboon and Thiramongkol, 1992), whereas, in the western and eastern coasts of the GOT, the other evidence of highstand palaeo-shoreline, such as marine notches has been located as far as 10 km (Boowong, 2002b). Pollen grains of *Acacia*, *Sonneratia*, *Rhizophora*, *Brugera*, *Cyperus*, *Xylocarpus*, *Lumnitzera* indicate former salt marsh mangroves in littoral zone; whereas *Acrostichum aureum*, *Lumnitzera*, *Casuarina indica*, *Sueda*, *Allophyllus*, *Amoora*, *Plastoma*, *Hibiscus*, *Cyperaceae* and *Gramineae* are typical pollen grains of brackish water-swing mangroves found within the depositional sequence of the Lower Central Plain (Somboon, 1990). However, no marine fossil records have been reported from the Sam Roi Yod National Park. Therefore, this paper will be the first report on Holocene marine

fossils found in the coastal deposit from the Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan province, the western coast of the Gulf of Thailand.

Other marine fossils were preserved extensively in the coastal area of the GOT. Fragments of marine molluscs occur generally in the deposition of barrier and beach ridge and estuarine sediments. Within the depositional sequence of former brackish tidal deposit in the Central Plain of the GOT, total 34 marine molluscs' species were identified (Somboon, 1990; Robba et al., 1993; Songtham et al., 1999). In particular, the Lower Central Plain, marine molluscs from the deposit between 11 to 12 m beneath the present surface including *Psammotreta praerupta*, *Zeuxis* sp., *Cycladichama oblonga*, *Neritina* sp., *Veaticorbula rotaris* and *Natica tigrina* indicate the intertidal to upper sublittoral zones (Somboon and Thiramongkol, 1992). At the depth between 3 to 11 m, abundance of mollusc species include *Striarea olivacea*, *Retina lineata*, *Rhizophorimurex apucinus* and *Neritina* sp., which indicate sublittoral environment. They were dated and given the age about  $7,800 \pm 40$  years BP (Somboon and Thiramongkol, 1992). Mangrove molluscs are found between 1 to 3 m beneath the surface including *Anadara granosa*, *Lumnatia* sp., *Cycladichama oblonga* and *Solecurtus* sp. They were dated and given the age about  $2,250 \pm 140$  years BP (Somboon, 1990).

Marine crabs were preserved within tidal and estuarine deposits. Marine crabs *Macrophthalmus (Venitus) latreillei* deposited in former tidal flat at about 6,000 years ago (Insai, 1999; Songtham et al., 1999). Robba et al (1993) identified major species of marine crabs from the eastern part of the Lower Central Plain of the GOT as include *Timoclea (Timoclea) scabra*. More species of crabs found at 13 m beneath the present surface (Songtham et al., 1999) as *Galene bispinosa* and the radiocarbon date was given the age about  $6,450 \pm 300$  years BP.

### MARINE FOSSILS FROM SAM ROI YOD NATIONAL PARK

Geologically, fossil beds are observed clearly in the brackish former tidal flat deposit that thought to be the deposition after mid-Holocene marine regression. According to evolution of coastal landforms, seaward progradation was the major cause of eastward coastal sediments in this area. In this paper, more species of marine fossils found from the former tidal flat and beach deposits at Sam Roi Yod National Park were identified. Former tidal flat deposit was characterized by brackish marine clays with some silty sand lens. Stratigraphy of coastal deposits from this area

was also constructed close to where we collected marine fossils (Fig. 2). They include *Clypeomorus coralia* (Kiener), *Cerithidea* (*Cerithideopsilla*) *singulata* (Gmelin), *Natica tigrina* (Roding), *Anadara setigericosta* (Nyst), *Tegillarca nodifera* (V. Martens), *Tegillarca granosa* (Linnaeus), *Volachlamys* cf. *singaporina* (Sowerby), *Anomia chinensis* Philippi, *Saccostrea* sp., *Anomalocardia squamosa* (Linnaeus), *Placamen chlorotica* (Philippi), *Circe* (*Circe*) *scripta* (Linnaeus), *Gafrarium tunidum* (Roding), *Katylsia hiantina* (Lamarck), and *Phacosoma* sp. All these faunas grow in inter-tidal range and indicate tidal flat environment of deposition. A systematic description is as follow (see Plates 1-3).

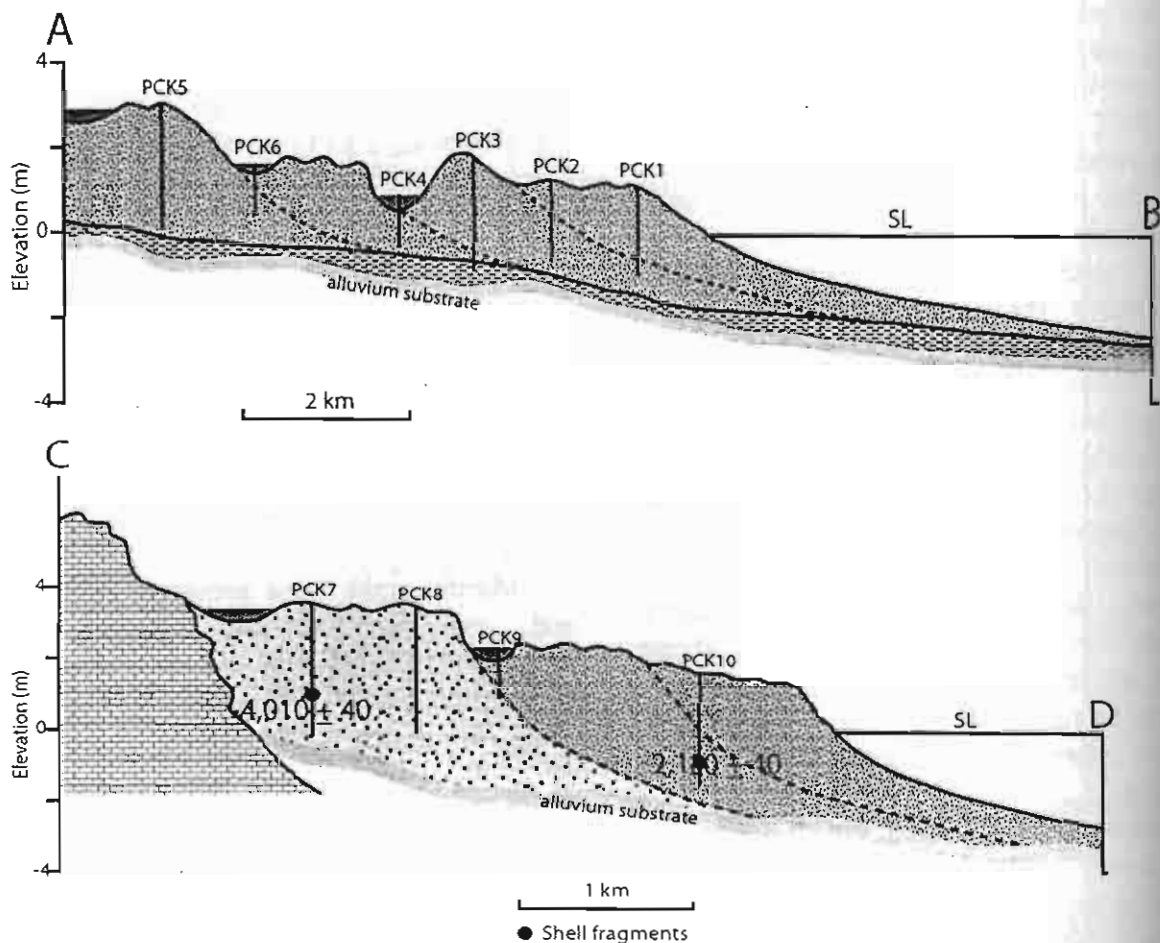


FIGURE 2. Stratigraphical correlations resulting from coring in coastal deposits from Sam Roi Yod National Park showing the depth of collection and ages of fossil samples.

# DATING MARINE FOSSILS AND RELATIVE SEA-LEVEL CURVE FOR THAILAND

Dating marine fossils in Thailand has been reported in the past decades. Radiocarbon and AMS dating were carried out, not only in the Quaternary sequences of the Lower Central Plain, but also in some other coastal areas along the coast of the Gulf of Thailand (e.g. Takaya, 1972; Sinsakul et al., 1985; Sinsakul, 1992; Choowong, 2002b; Umitsu et al., 2002; Saito et al., 2002; Chaimanee, 2002). For instant, marine oysters attached sea notch wall from

Sam Roi Yod National Park were determined the age of about 5,500 years BP (Thiramongkol, 1983). Due to a lack of dating in Thailand, sea-level curve representing the past sea-level change in Thailand is sparse. Only two tentative sea-level curves of the country were currently proposed. However, all dating data in the literatures do not cover the late Pleistocene and early Holocene periods and thus do not register the regional eustatic sea-level changes. The first classical curve was presented by Sinsakul et al. (1985) and the latest modification of the curve into sea-level

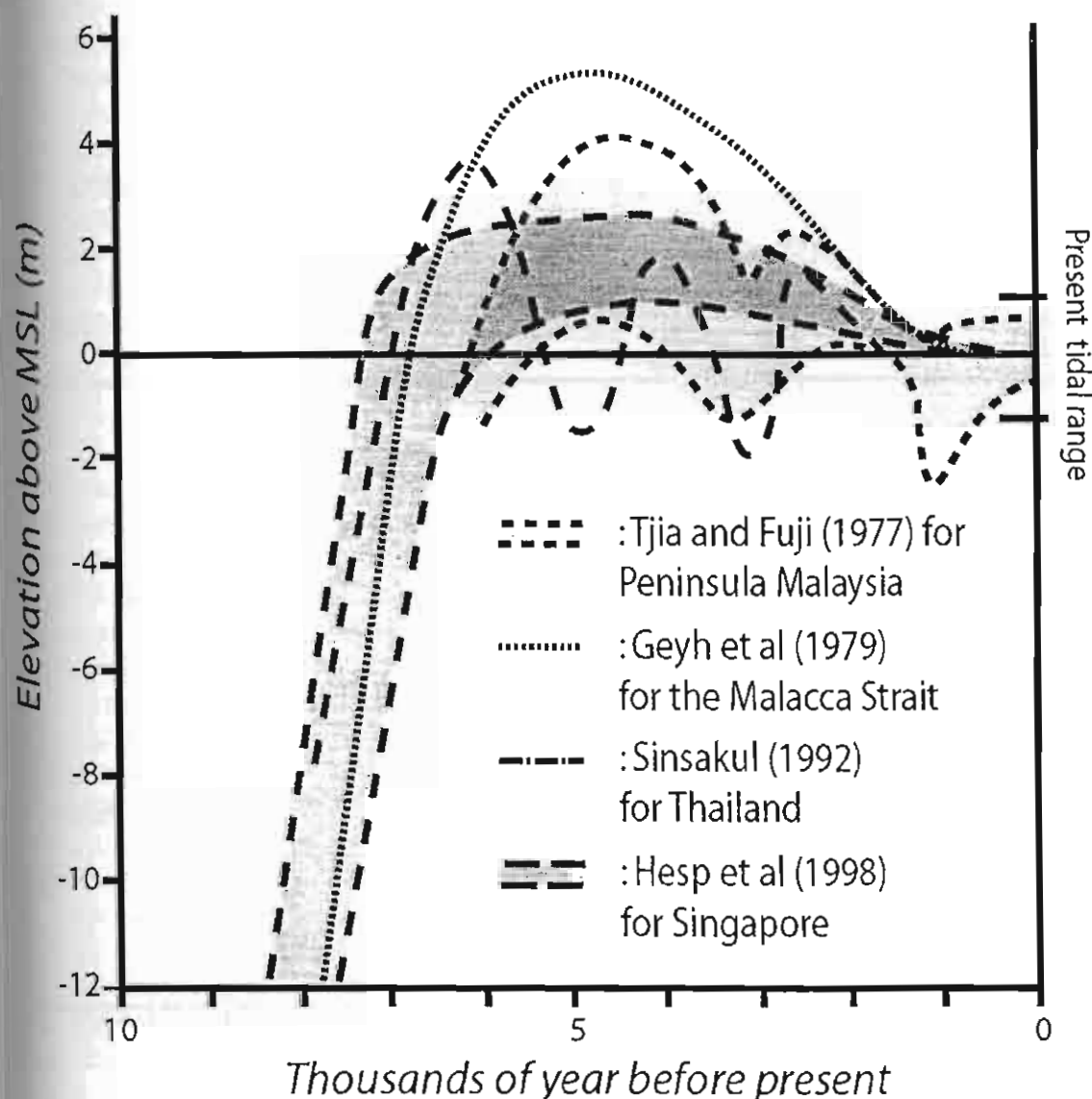


FIGURE 3. Sea-level curves of the Southeast Asian countries (after Choowong, 2002a).

envelope with zone of uncertainty was proposed by Choowong (2002a). Sinsakul et al. (1985) concluded the fluctuations of the sea level occurred twice, producing the two levels of highstand. The first level is at +5.0 m that formed about 6,000 years BP and the second is at +3 m about 4,000 years BP (Fig. 3). The curve shows the rebound phase of marine transgression around 4,700 years BP before stable at the present MSL. Sea-level curves from other coasts in Southeast Asian countries are also compared in this paper. The sea rose up to nearly 5.0 m above the present MSL for

the Peninsula Malaysia and 3.0 m for Singapore and then the sea began to fall to the present MSL (Tjia, 1987; Hesp et al., 1998). Generally, all curves show a rapid rising of the sea from the early to middle Holocene and exhibit a little variation in the highstand level.

Sea-level envelop presented by Choowong (2002a) suggested a revised picture of the middle Holocene sea level changes in Thailand (Fig. 4). By contrast with previous curve presented by Sinsakul et al. (1985), sea-level envelop shows that sea level rose rapidly from about -12 to about +3.5 m above the present

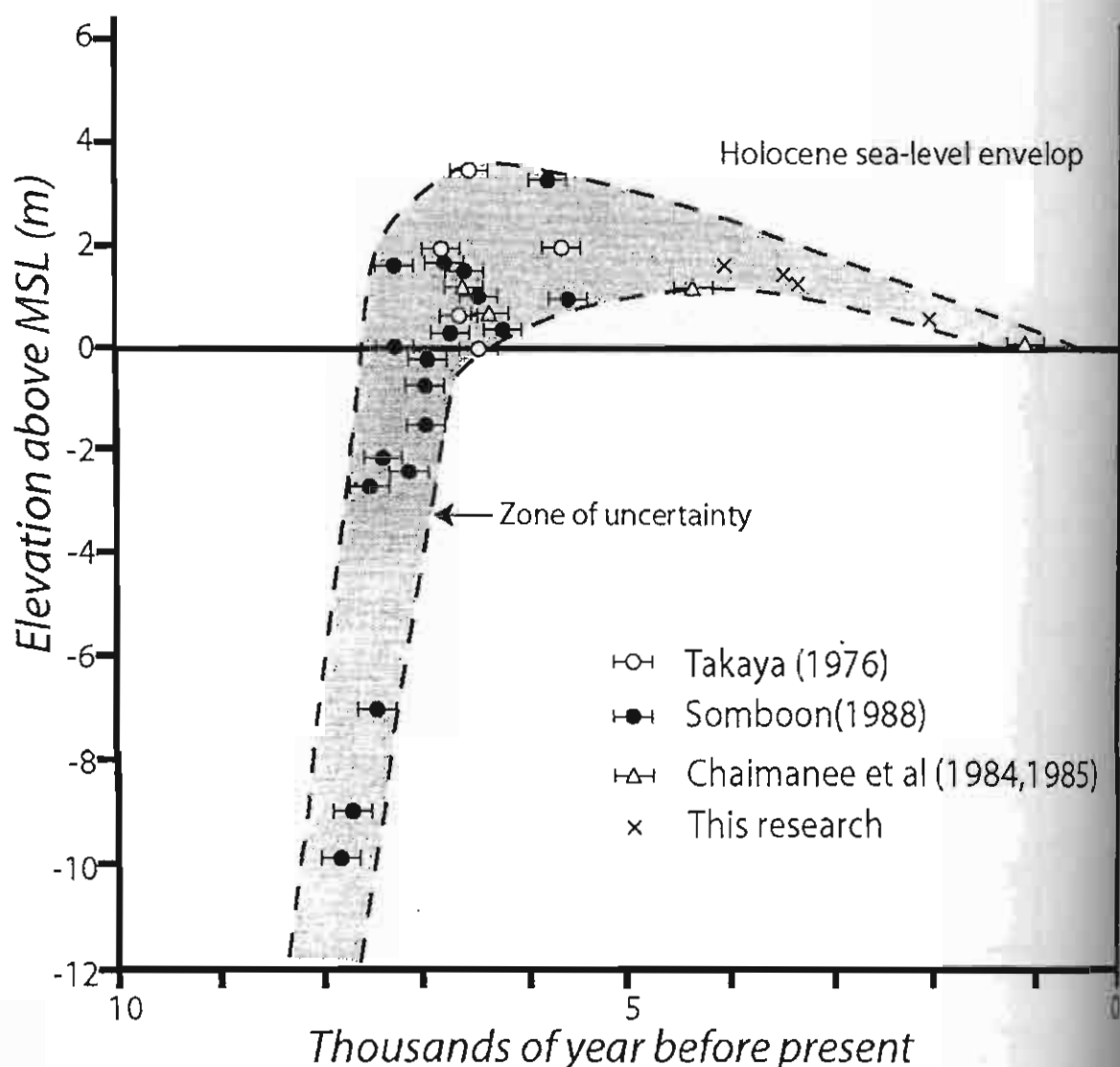


FIGURE 4. Holocene sea-level envelope for Thailand (after Choowong, 2002a).

MSL until the middle Holocene (about 6,500 years ago) and then gradually fell to the present MSL. AMS datings of genus *Circe* Schumacher (see Plate 3, fig. 7) collected from beach deposit (see position of samples from cross-sections in fig. 2) in this work with the age of  $4,010 \pm 40$  and  $2,180 \pm 40$  years BP were confirmed the period of gradual regression of the sea after the mid Holocene. This sea-level envelope suggests that a level of highstand in the GOT slightly differs from the Peninsula Malaysia and equivalent to the highstand level in Singapore.

It is significant to note that a reconstruction of a sea-level curve depends largely upon the recognition of the attributes of sea-level index points, including five principal attributes; a location, an age, an altitude, and indicative meaning and a reference tidal level (Long and Tooley, 1996; Islam and Tooley, 1999). Most of dated organic remains used in plotting sea-level curve must collect from their growth position where the relationship to a sea level datum can be determined within an acceptable limit.

## CONCLUSION

It is accepted worldwide that fossil records can be used to study coastal evolution and the history of sea-level changes. Along the coastline of the GOT, there are no records and indicators of the Holocene tectonic adjustment. Thus, the interpretation in history of sea-level changes can be done directly from geomorphological features, stratigraphy and biological records. In this paper, it can be confirmed based upon sequence stratigraphy and biological evidence that the coastal plain of San Roi Yod National Park, the western part of GOT preserved a record of its evolution in association with the middle Holocene sea-level regression. Biostratigraphy and dating organic matters presented in this paper also reveal that the sea has gradually fallen after the mid

Holocene. A level of highstand of the mid Holocene marine transgression on the western coast of the Gulf is approximated from beach ridge topography of about 3.5 m above the present MSL.

Using biological records and AMS dating are among the methods to unveil the history of coastal evolution. However, the more studies on the evolution of the coastal plain, particularly the factors controlling the modes and styles of the deposition and how these factors played the role in associated with Holocene sea-level change are still interesting. The authors notice that the final solution to make a new sea-level curve and to explain the evolution of the coast by using existed geological indicators of sea-level changes may remain obscure until the more detailed additional research such as deep coring, detailed topographical survey and geophysical works are applied. Eventually, in order to make more precise sea-level curve without zone of uncertainty, the more dating results are required and some other related dating materials are necessary.

## ACKNOWLEDGMENTS

This work is funded in part by the Ratchadapisek Somphot Foundation, NRC-EHWM and EATGRU Research Unit of the department of geology, Chulalongkorn University. Part of data is derived from the project number MRG4680091 sponsored by the Thailand Research Fund. Thanks are also to Associate Professor Ken-ichiro Hisada, the University of Tsukuba and Assistant Professor Naomi Murakoshi, Shinshu University, Japan for their wonderful advises. Parts of AMS dating were done at ANSTO, Australia. The department of geology, Chulalongkorn University, Bangkok, is also acknowledged for providing field equipments and office works.

## LITERATURE CITED

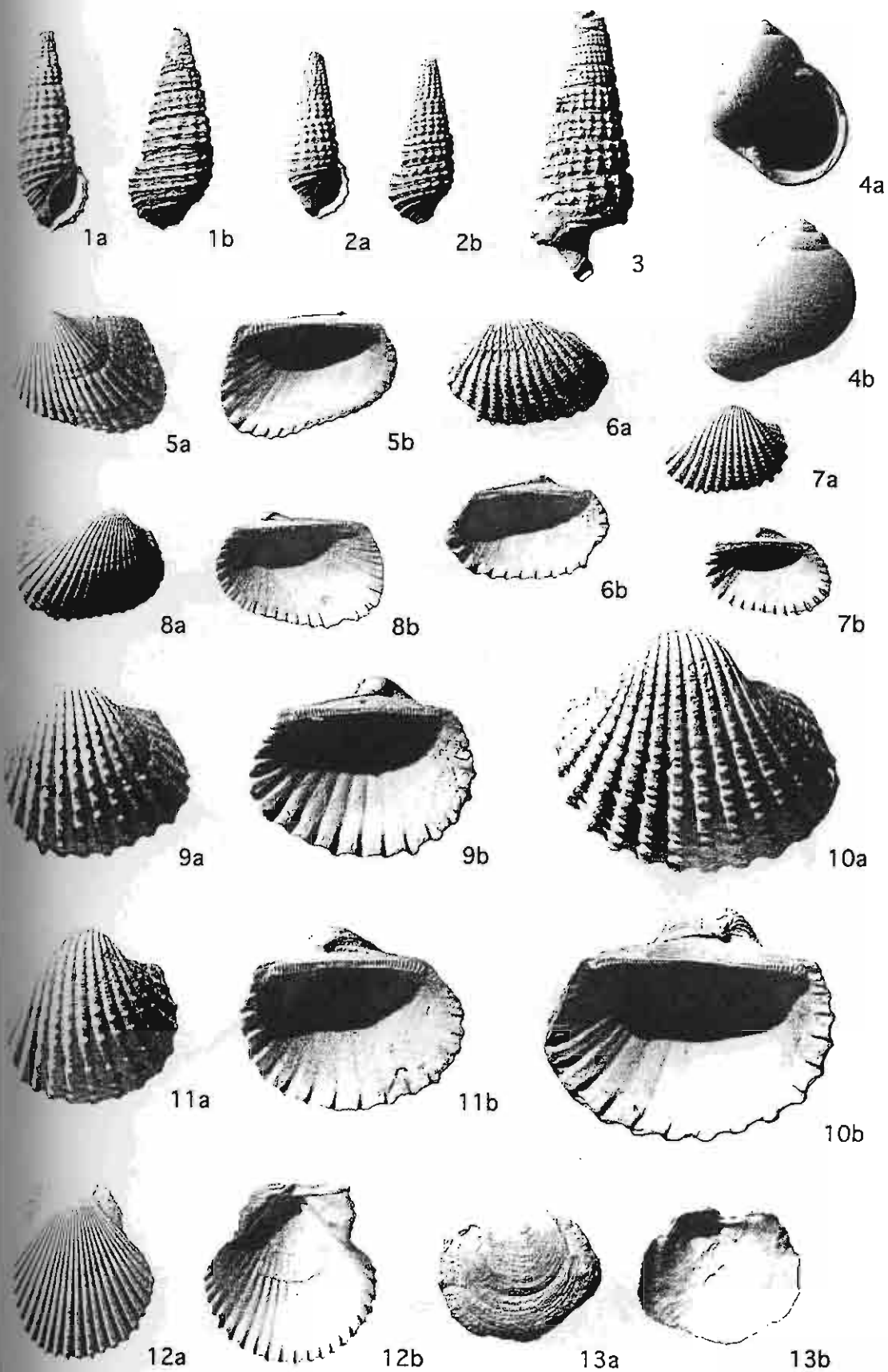
- Chaimanee, N. 1986. The transgression-regression event in Songkhla Lake basin, southern Thailand. Progress in Quaternary Geology of East and Southeast Asia, Proceedings of CCOP Symposium, Bangkok, 27-30 October 1986 (Document CCOP/TP 18), 169-177.
- Chaimanee, N. 2002. Quaternary geology and coastal evolution of the greater Surat Thani city area, southern Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August 2002, Bangkok, Thailand, 188-195.
- Chonglakmani, C., Ingavat, R., Piccoli, G. and Robba, E. 1983. The last marine submersion of the Bangkok area in Thailand. *Memorie Di Scienze Geologiche*, Padova Vol. XXXVI, 35-352.
- Choowong, M. 2002a. The geomorphology and assessment of indicators of sea-level changes to study coastal evolution from the Gulf of Thailand. Proceedings of International Symposium on "Geology of Thailand", Department of Mineral Resources, Thailand, August, 2002. 207-220.
- Choowong, M. 2002b. Isostatic models and Holocene relative changes in sea level from the coastal lowland area in the Gulf of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, 27: 83-92.
- Choowong, M. 2002c. Coastal sedimentary lithofacies and episodic evolution from the eastern part of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, 27: 111-129.
- Hesp, A. P., Hung, C. C., Hilton, M., Ming, C. L., and Turner, M. I. 1998. A first tentative Holocene Sea level curve for Singapore. *Journal of Coastal Research*, 14: Royal Palm Beach, Florida, 308-314.
- Insai, P. 1999. Holocene diatom analysis of the Bangkok clay. M.Sc. thesis, Faculty of Graduate Studies, Mahidol University, Thailand, 66 pp. (Unpublished).
- Islam, M. S., and Tooley, M. J. 1999. Coastal and sea-level changes during the Holocene in Bangladesh. *Quaternary International*, 55: 61-75.
- Long, A., and Tooley, M. J. 1996. Holocene sea level and crustal movement in Hampshire and Southeast England, United Kingdom. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 17: Holocene Cycles; Climate, Sea level and Sedimentation, 229-310.
- NEDECO (the Netherlands Engineering Consultants). 1965. Situation: Bangkok Port Channel. Vol. 2. Report to the Government of Thailand.
- Nutalaya, P. and Rau, J. J. 1981. Bangkok: The Sinking Metropolis. Episodes, 4: 3-8.
- Pirazzoli, A. P. 1991. World Atlas of Holocene Sea-level Changes. Elsevier, 300 pp.
- Pirazzoli, A.P. 1996. Sea-level change: The last 20,000 years. John Wiley & Sons, 211 pp.
- Robba, E., Chaimanee, N., Dheeraditok, P., Jongkanjanasoonthorn, Y., Piccoli, G., and Boyd, A. P. 1993. Late Quaternary molluscan communities from the Bangkok Clay, Thailand. Proceedings of International symposium on Biostratigraphy of Mainland Southeast Asia Facies and Palaeontology, Chiang Mai, 427-437.
- Saito, Y., Tanabe, S., Sato, Y., and Suzuki, Y. 2002. Holocene evolution of the Lower Central Plain of Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, 201-206.
- Sinsakul, S., Sonsuk, M., and Hasting, P. J. 1985. Holocene sea levels in Thailand: evidence and basis for interpretation. *Journal of Geological Society Thailand*, 8: 1-12.
- Somboon, J. R. P. 1990. Geomorphology of the Chao Phraya Delta, Thailand. Unpublished Ph.D. Dissertation, Kyoto University, Japan, 86.
- Somboon, J. R. P., and Thiramonkol, N. 1992. Holocene highstand shoreline of the Chao Phraya Delta, Thailand. *Journal of SE Asian Earth Sciences*, 7: 53-60.
- Songtham, W., Watanasak, M., and Insai, P. 1999. Holocene marine crabs and further evidence of a sea-level peak at ca. 6,000 years BP. in Thailand. Thai-Japanese Geological Meeting; the Comprehensive Assessments on Impacts of Sea-Level Rise., November 30-December 4, 1999. Petchaburi, Thailand, 78-91.
- Supajanya, T. 1981. Delineation of the regression shorelines in the lower Chao Phraya Plain. Proceedings of the Seventeenth Session, Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources, 232-237.
- Supajanya, T. 1983. Tentative correlation of all shorelines around the Gulf of Thailand. First Symposium on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand, October 1983, 96-105.
- Takaya, Y. 1972. Quaternary Outcrops of the Southern Part of the Central Plain of Thailand.

- The Center for Southeast Asian Studies. Vol.10, No.2. September, 298-320.
- Thirumongkol, N. 1983. Quaternary stratigraphy of Thailand. Workshop on Stratigraphy Correlation of Thailand and Malaysia. Haad Yai, Thailand, September 1983, 188-203.
- Tu, H. D. 1987. Changes of sea level in the southern South China Sea area during Quaternary times. Proceedings of Symposium Quaternary Geology of the Malay-Indonesian Coastal and Offshore Areas (CCOP Report, CCOP/TP.5), 11-36.
- Tooley, M. J. 1992. Recent sea-level changes. In: Allen, J. R. L., K. Pye. (Eds), Saltmarshes; Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance. Cambridge University Press, Cambridge, 19-40.
- Umitsu, M., Tiypairach, S., Chaimanee, N., and Kawase, K. 2002. Late Holocene sea-level change and evolution of the Central Plain, Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, 196-200.
- Van de Plassche, O. 1986. Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data. Galliard (Printers) Ltd., 618 pp.

## PLATE 1

- Figs. 1a-b, 2a-b *Clypeomorus coralia* (Kiener),  $\times 1.5$   
1a, 2a: apertural view. 1b, 2b: dorsal view.
- Fig. 3 *Cerithidea (Cerithideopsilla) singulata* (Gmelin),  $\times 1.5$   
3: apertural view.
- Figs. 4a-b *Natica tigrina* (Roding),  $\times 1.5$   
4a: apertural view. 4b: dorsal view.
- Figs. 5a-b, 8a-b *Anadara setigericosta* (Nyst),  $\times 1$   
5a: external view of left valve. 5b: internal view of left valve. 8a: external view of right valve. 8b: internal view of right valve.
- Figs. 6a-b, 7a-b *Tegillarca nodifera* (v. Martens),  $\times 1$   
6a: external view of left valve. 6b: internal view of left valve. 7a: external view of right valve. 7b: internal view of right valve.
- Figs. 9a-b, 10a-b, 11a-b *Tegillarca granosa* (Linnaeus),  $\times 1$   
9a, 10a: external view of left valve. 9b, 10b: internal view of left valve. 11a: external view of right valve. 11b: internal view of right valve.
- Figs. 12a-b *Volachlamys* cf. *singaporina* (Sowerby),  $\times 1$   
12a: external view of left valve. 12b: internal view of left valve.
- Figs. 13a-b *Anomia chinensis* Philippi,  $\times 1$   
13a: external view of left valve. 13b: internal view of left valve.

Plate 1



## PLATE 2

Figs. 1a-b, 2a-b, 3a-b *Anomia chinensis* Philippi

1a, 3a: external view of left valve. 1b, 3b: internal view of left valve. 2a: external view of right valve. 2b: internal view of right valve.

Figs. 4a-b, 5a-b, 6a-b, 7a-b *Saccostrea* sp.

4a, 7a: external view of right valve. 4b, 7b: internal view of right valve. 5a, 6a: external view of left valve. 5b, 6b: internal view of left valve.

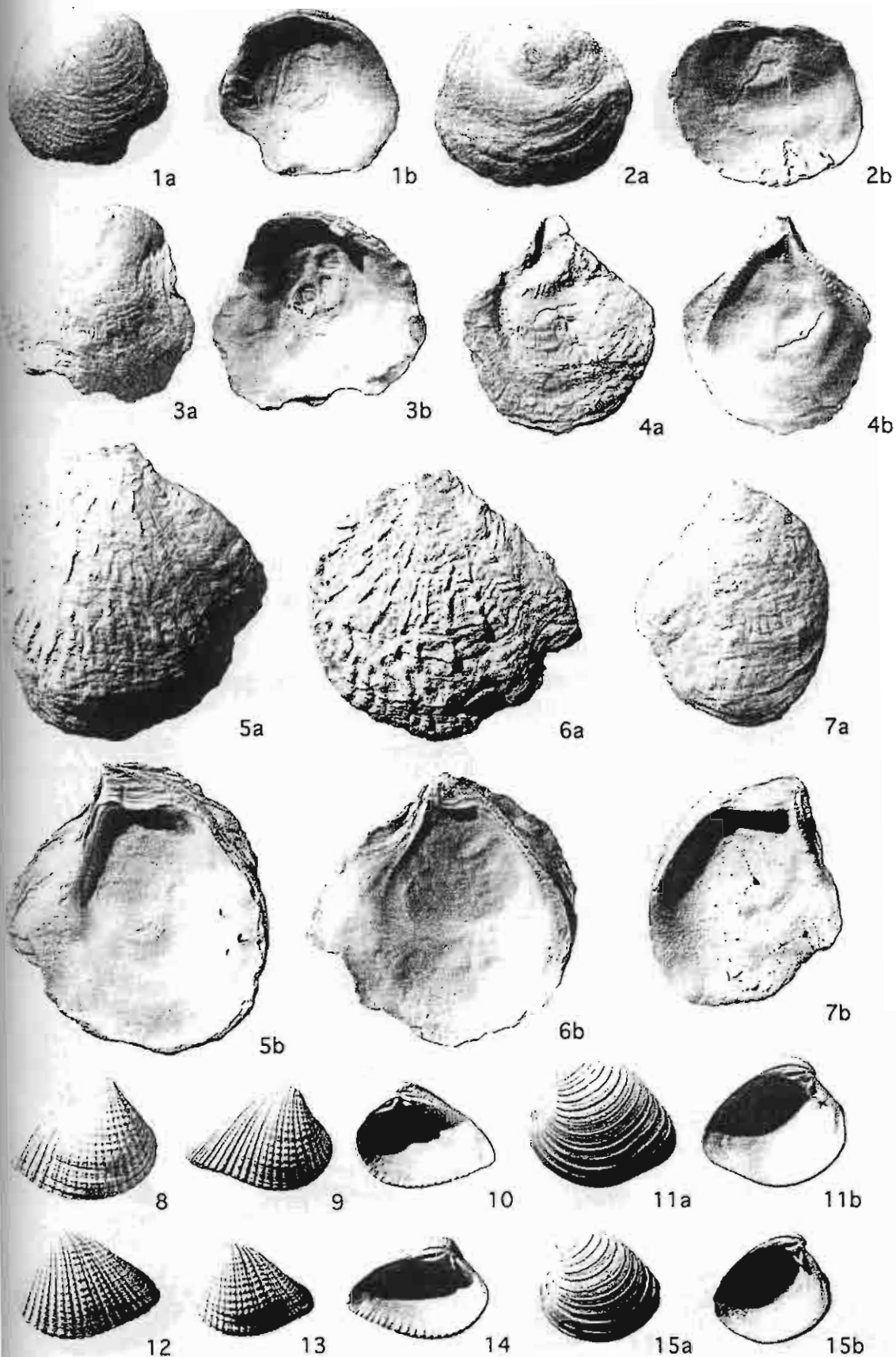
Figs. 8-10, 12-14 *Anomalocardia squamosa* (Linnaeus)

8, 9: external view of right valve. 10: internal view of right valve. 11, 12: external view of left valve. 14: internal view of left valve.

Figs. 11a-b, 15a-b *Placamen chlorotica* (Philippi)

11a, 15a: external view of left valve. 11b, 15b: internal view of left valve.

Plate 2



## PLATE 3

Figs. 1a-b, 2a-b, 3a-b, 7a-b *Circe* (*Circe*) *scripta* (Linnaeus)

1a, 2a: external view of left valve. 1b, 2b: internal view of left valve. 3a, 7a: external view of right valve. 3b, 7b: internal view of right valve.

1, 3: Kui Buri, Prachuab Khiri Khan, Thailand.

2, 7: Agarisaki, Yonaguni Island, Okinawa Prefecture, lower part of the Ryukyu Group.

Figs. 4-6, 8, 9 *Gafrarium tumidum* (Roding)

4: external view of right valve. 5: internal view of right valve. 6, 8: external view of left valve. 9: internal view of left valve.

4-6, 8, 9: Kui Buri, Prachuab Khiri Khan, Thailand.

Figs. 10a-b, 11a-b *Katelysia hiantina* (Lamarck)

10a, 11a: external view of right valve. 10b, 11b: internal view of right valve.

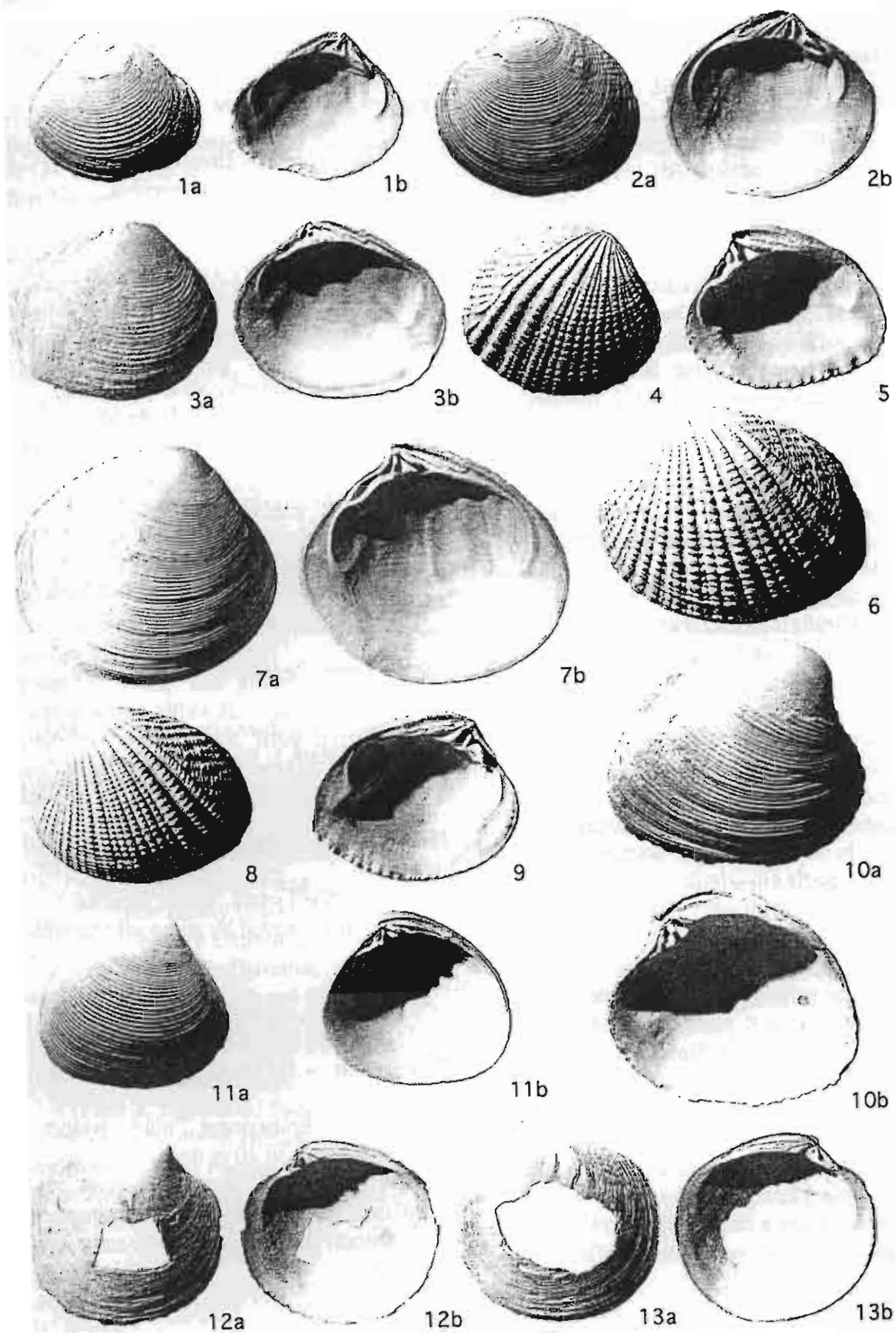
10, 11: Kui Buri, Prachuab Khiri Khan, Thailand.

Figs. 12a-b, 13a-b *Phacosoma* sp.

12a: external view of right valve. 12b: internal view of right valve. 13a: external view of left valve. 13b: internal view of left valve.

12, 13: Kui Buri, Prachuab Khiri Khan, Thailand.

Plate 3



## APPENDIX

## Systematic Description

Class Gastropoda  
Subclass Prosobranchia  
Order Mesogastropoda  
Family Cerithiidae

Genus *Celypeomorus* Jousseaume, 1888

*Celypeomorus coralia* (Kiener, 1834)  
(Plate 1, figs. 1a-b, 2a-b)

*Distribution.* - Kii Peninsula, Japan and southward to tropical West Pacific, and northeastern Indian Ocean.

*Habitat.* - On mud in intertidal estuarine mangrove swamp.

*Remarks.* - Shell tall, rather thin with a short siphonal canal. Sculpture of three spiral ribs crossed by narrower axial ribs forming granules at intersections.

Family Potamididae

Genus *Cerithidea* Swaison, 1840

Subgenus *Cerithideopsilla* Thiele, 1929

*Cerithidea (Cerithideopsilla) cingulata*  
(Gmelin, 1790)  
(Plate 1, fig. 3)

*Distribution.* - Boso Peninsula, Yamaguchi Prefecture in Japan Sea and southward to Indo- West Pacific.

*Habitat.* - On intertidal muddy flat in estuary.

*Remarks.* - Shell elongate conical. Axial ribs distinct on upper whorls and crossed by spiral ribs. Subsutural spiral groove deep.

Family Naticidae

Subfamily Naticinae

Genus *Natica* Scopoli, 1777

*Natica tigrina* (Roding, 1798)  
(Plate 1, figs. 4 a-b)

*Distribution.* - Mikawa Bay, Japan and southward to tropical Indo-West Pacific.

*Habitat.* - On muddy sand bottom in intertidal zone to 30 m deep.

*Remarks.* - Shell thick, white with numerous dark purplish brown dots. Umbilicus narrow, deep with low funicle.

Class Bivalvia

Subclass Pteriomorpha

Order Arcoida

Superfamily Arcacea

Family Arcidae

Subfamily Anadarinae

Genus *Anadara* Gray, 1847

*Anadara setigericosta* (Nyst, 1848)  
(Plate 1, figs. 5a-b, 8a-b)

*Distribution.* - Taiwan and southward to West Pacific.

*Habitat.* - On muddy to sandy bottom in shore.

*Remarks.* - Shell small. External surface ornamented by about 25 to 27 ribs with nodules.

Genus *Tegillarca* Iredale, 1939

*Tegillarca nodifera* (v. Martens, 1860)  
(Plate 1, figs. 6a-b, 7a-b)

*Distribution.* - Taiwan and southward to West Pacific.

*Habitat.* - On muddy to sandy bottom in shore.

*Remarks.* - Shell small, thick. External surface ornamented by about 20 ribs with nodules.

*Tegillarca granosa* (Linnaeus, 1758)  
(Plate 1, figs. 9 a-b, 10a-b, 11a-b)

*Distribution.* - Ise Bay, Japan and southward to India.

*Habitat.* - Embayment mud bottom in intertidal zone to 10 m deep.

*Remarks.* - Shell medium, ovate, well inflated, thick. External surface ornamented by about 20 ribs with distantly spaced nodules.

Order Pterioida  
 Superfamily Pectinacea  
 Family Pectinidae  
 Subfamily Chlamydiae  
 Genus *Volachlamys* Iredale, 1939

*Volachlamys* cf. *singaporina* (Sowerby)  
 (Plate 1, figs. 12a-b)

*Distribution.* - Taiwan and southward to tropical West Pacific.

*Habitat.* - On sandy bottom under coastal water in 2 to 60 m deep.

*Remarks.* - Shell small with acute angular and relatively large auricles. External surface ornamented by 23 ribs.

Superfamily Anomiacea  
 Family Anomiidae  
 Subfamily Anomiinae  
 Genus *Anomia* Linnaeus, 1758

*Anomia chinensis* Philippi, 1849

(Plate 1, figs. 13a-b, Plate 2, figs. 1a-b, 2a-b)

*Distribution.* - Southern Hokkaido, Japan and southward to West Pacific.

*Habitat.* - Rocky and gravel bottom under coastal water within 20 m deep.

*Remarks.* - Shell small, irregularly circular and thin. Left valve weakly convex and covered with wrinkled growth lamellae.

Order Pterioida  
 Suborder Ostreina  
 Superfamily Ostreacea  
 Family Ostreidae  
 Subfamily Ostreinae

Genus *Saccostrea* Dollfus and Dautzenberg, 1920

*Saccostrea* sp.

(Plate 2, figs. 4a-b, 5a-b, 6a-b)

*Distribution.* - Southern Hokkaido, Japan and southward to West Pacific.

*Habitat.* - Rocky and gravel bottom under coastal water within 20 m deep.

*Remarks.* - Shell small, irregularly circular and thin. Left valve weakly convex and covered with wrinkled growth lamellae.

Subclass Heterodonta  
 Order Veneroida  
 Superfamily Veneracea  
 Family Veneridae  
 Subfamily Chioninae

Genus *Anomalocardia* Schumacher, 1817

*Anomalocardia squamosa* (Linnaeus, 1758)  
 (Plate 1, figs. 8-10, 12-14)

*Distribution.* - Kii Peninsula, Japan and southward.

*Habitat.* - Mud bottom in intertidal zone of embayment.

*Remarks.* - Shell medium, subtrigonal, thick and well-inflated. External surface ornamented with radial ribs and growth lines giving cancellous appearance.

*Placamen chlorotica* (Philippi, 1849)  
 (Plate 2, figs. 11a-b, 15a-b)

*Distribution.* - Taiwan and southward to Indian Ocean.

*Habitat.* - Sandy bottom in intertidal zone to 50 m deep.

*Remarks.* - Shell small, rounded oval and thick. External surface ornamented with distantly spaced commarginal ridges.

Subfamily Circinae  
 Genus *Circe* Schumacher, 1817

*Circe (Circe) scripta* (Linnaeus, 1758)  
 (Plate 3, figs. 1a-b, 2a-b, 3a-b, 7a-b)

*Distribution.* - Boso Peninsula, southward to western Japan Sea, Ind-West Pacific.

*Habitat.* - Sand bottom in lower intertidal zone to 20 m deep.

*Remarks.* - Shell medium, rounded oval and thick. External surface ornamented with regularly spaced commarginal ribs, with weak oblique ribs.

Genus *Gafrarium* Roding, 1798

*Gafrarium tumidum* (Roding, 1798)  
(Plate 3, figs. 4-6, 8, 9)

*Distribution.* – Amami Islands, Japan and southward to Indian Ocean.

*Habitat.* – Coarse sand bottom in middle intertidal zone to 20 m deep.

*Remarks.* – Shell medium, rounded oval and thick. External surface ornamented with strong radial ribs diverging in posterior part.

Subfamily Dosiniinae

Genus *Phacosoma* Jukes-Brown, 1912

*Phacosoma* sp.

(Plate 3, figs. 12a-b, 13a-b)

*Distribution.* – Amami Islands, Japan and southward to Indian Ocean.

*Habitat.* – Sandy bottom in middle intertidal zone to 30 m deep.

*Remarks.* – Shell moderately large, circular and thin. External surface ornamented with regularly spaced commarginal ribs, lamellated in posterior area. Pallial sinus deep.

Subfamily Tapetinae

Genus *Katelsia* Romer, 1857

*Katelsia hiantina* (Lamarek, 1818)

(Plate 3, figs. 10a-b, 11a-b)

*Distribution.* – Amami Islands, Japan to southward.

*Habitat.* – Sand bottom in lower intertidal zone to 20 m deep.

*Remarks.* – Shell medium, oval and thick. External surface ornamented with low commarginal ribs.

Received: 28 April 2004

Accepted: 17 November 2004

## **Publication**

**Geological Society of Japan Newsletter (front and back  
cover), Volume 8., Number 5., May 2005**

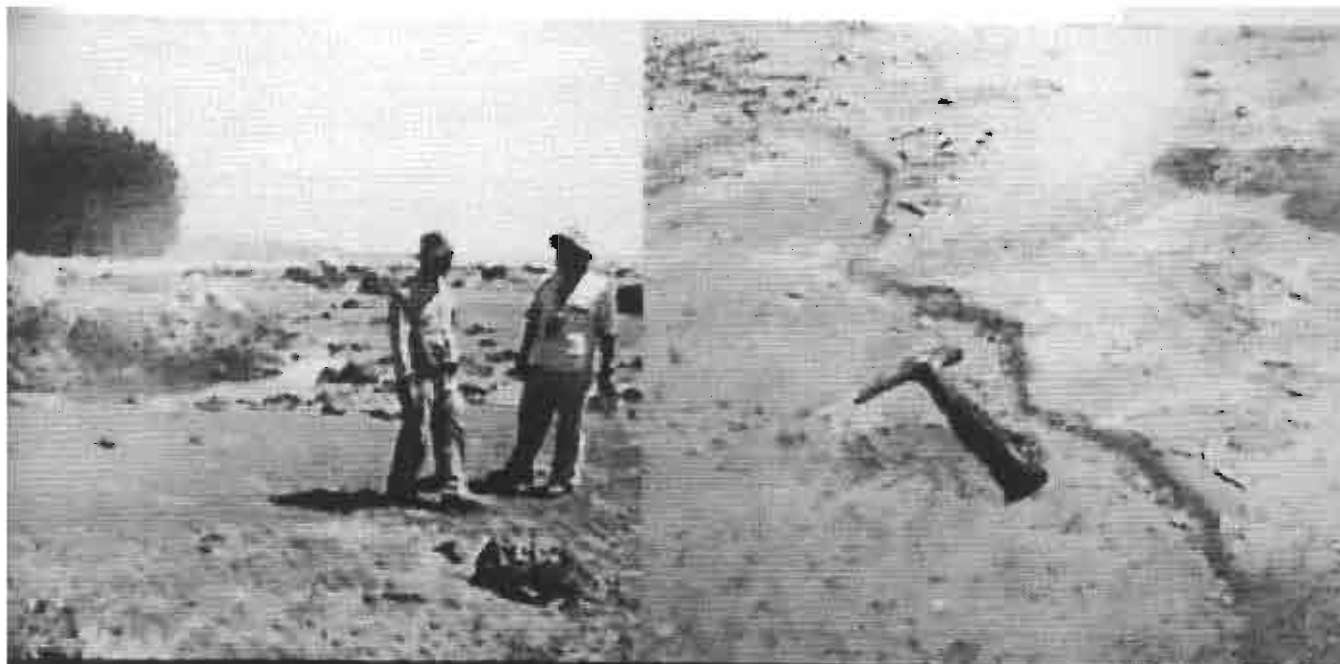
（通巻1914号）付録 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 平成17年5月15日発行（毎月1回15日発

# 日本地質学会 *News*

Vol.8 No.5 May 2005



（写真：文部科学省・サロシゴン大学・筑波大学合同調査団提供）



【紹介】屋根まで達した津波 写真・文 オーストラリアン大学・筑波大学合同津波調査団  
 The flood level reached upto 7m above the building ground surface

本誌は2011年の東日本沖地震に伴って発生した津波被害の様子、東地や全日本まで押し波した津波の状況は、はるかに2mに達した。オーストラリアン大学と筑波大学合同津波調査団（以下「調査団」）は、被災地を訪問し、被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。

被災地、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。

奥に写真左上、被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。

奥に写真左上、被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。被災地の状況を確認し、被災者の生活支援に努めている。

# プーケット島周辺における スマトラ沖地震津波による被害

モンドリ・チョウワエン<sup>1)</sup>、パンヤ・サヤルシザ<sup>2)</sup>、  
村越真美<sup>3)</sup>、久田健一<sup>4)</sup>、岡中崇行<sup>5)</sup>

月26日に発生したスマトラ沖地震は大津波を引き起こし、インド洋周辺国に甚大な被害を、タイ王国チュラロンコン大学理学部は、2日後の28日に第1次津波調査をプーケット島、調査地は海岸地形への影響などの調査に着手した。チュラロンコン大学と学術交流している筑波大学は、第1次津波調査に参加し、津波堆積物の地質学的特性を検討し調査の様子については口頭として、現在、地質学雑誌に投稿中である。

地調査の際、津波の被災地の中には、すでに津波による風災がほとんどみられないほどに被災地もあれば、一方で、ほとんど復旧のめどが立たない悲惨な状況にある被災地も、不足の人間活動と自然に対する人間の無力さの両方の側面を垣間見た思いが、これはこれまでの調査の間に撮影した写真とともに、現地の津波による被害の様子について



津波による被害が大きかったKhao Lakのリゾート地。埋田を含む建物の1階部分は残っていない。地表には、倒壊したコテージや舗装道路等からもたらされた建材片やコンクリートが散乱しており、無蓋を覆って津波によって埋没した外壁や配管が露出していた。Khao Pakarang岬の南にて久田撮影。(写真2) 破壊されたビーチの遊歩道。津波はかきさらされた敷石が浮遊して運ばれ、背後に散乱したことがわかる。Phuket島北部、Aoにて岡中撮影。



地の目撃者に関わり取り調べ、津波が襲撃した様子やその前後の地形変化を知る上で重要な作業である。彼女の話によると、津波の初波は主によって海風が原因で、その後、潮と波が押し寄せた。この報告では津波が内陸側に侵入、退却する流れを「潮し波」と呼ぶ。彼女は最初のその後の海水との間に高台に潰れることができて助かった。次の潮し波が押し寄せる前にはあまり水位は低くなく、海風が激しくなること無縁岸を襲った。潮し波が押し寄せて海水位が上がったとき、海岸沿いの浅い海中に大きな岩が落ちていたのが見えたそうだ。ここでは被災の素人も津波で亡くなった。Phuket島のKaron Beachにて村越撮影。(写真4) 内陸に打ち上げられたタイ製の船。手前に見える道路は30m降旗を走っている。これを越えてさらに降旗に船はある。復旧活動用のトラックが壊れている。付近の道路周辺に広がっていたアースの居住区は壊滅状態だった。Khao Lak国立公園北側のAo Nang Nangにて久田撮影。(写真5) 津波によって倒れた海岸の樹木。(写真6) 表面の腐は雨に面した側だけにみられる。津波によって引きはがされた敷石などの埋もれたものが武器となって、激しく波間の岩波に当たらう。倒壊後は地面から3m以上の高さまでみられた。Phuket島北部、Ao Mai Khachにて村越撮影。

## Publication

Choowong, M., Charusiri, P., Murakoshi, N., Hisada, K., Daorerk, V., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Jankaew, K., and Kanjanapayont, P., 2005. Initial report of tsunami deposit in Phuket and adjacent areas, Thailand induced by the earthquake off Sumatra December 26, 2004. *Journal of Geological Society of Japan*. (accepted).

フーケット島周辺の津波堆積物  
-2004年12月26日スマトラ沖地震津波による-

Initial report of tsunami deposits in Phuket and adjacent areas, Thailand  
induced by the earthquake off Sumatra December 26, 2004

シトリ・チョウウォン\*, ハンヤ・チャルシリ\*, 村越直美\*\*, 久田健一郎\*\*, ウィロット・タオレー  
\*, ティティマ・チャロエンティティラット\*, ウィチャイ・チュタコシットカノン\*, クルアワン・シヤ  
ンケオ\*, ヒッサヌホン・カンジャナハヨウン\*, チュラロンコン大学津波調査団

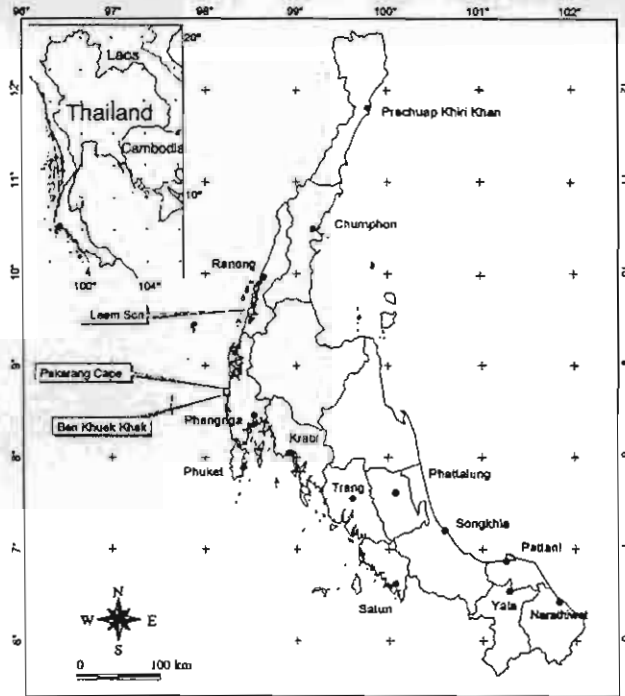
\* Chiewong, S., Panya Charonrit, Nopon Munkongkarn, Kotechakorn Chaisang, Veerapong Boonpradit,  
Tina Charoenrit, Wichai Chutakachanon, Krumwong Jankasorn, Pichanpong Chaitrakarn, Sontak  
and Chulalongkorn University, Thai Tsunami Research Group

チュラロンコン大学 Department of Geology, Faculty of  
Science, Chulalongkorn University, Bangkok, 10330, Thailand.

\*\* 大学理学部物質循環学科 Department of Environmental  
Sciences, Faculty of Science, Shinshu University, Matsumoto  
21, Japan

波大学生命科学研究科, Graduate School of  
Environmental and Life Sciences, University of Tsukuba,  
1, Japan.

2004年12月26日に発生したスマトラ沖地震は大津波  
を引き起こし、インド洋周辺国に甚大な被害をもたら  
した。タイ王国チュラロンコン大学理学部は、2日後  
に第1次津波調査をプーケット周辺に派遣し、  
沿岸地形への影響などの調査に着手した。  
チュラロンコン大学理学部と学術交流協定を締結して  
いる波大学生命環境科学研究科は、第4次津波調査  
を実施し、津波堆積物の堆積学的特性を検討  
した。地震直後の1月の第2次調査では、津波堆積物に  
デューンやリップルマークが観察された(第2  
図)。これらのデューンやリップルマークは現在の海  
面から100-200m陸側に発達し、遡上流(この報告で  
は内陸側に侵入遡上する流れを「遡上流」、そ  
の水位低下時の流れを「戻り流」と呼ぶ)によっ  
て形成された。また第4次調査では、成層構造を示す  
堆積物が観察された(第4図)。



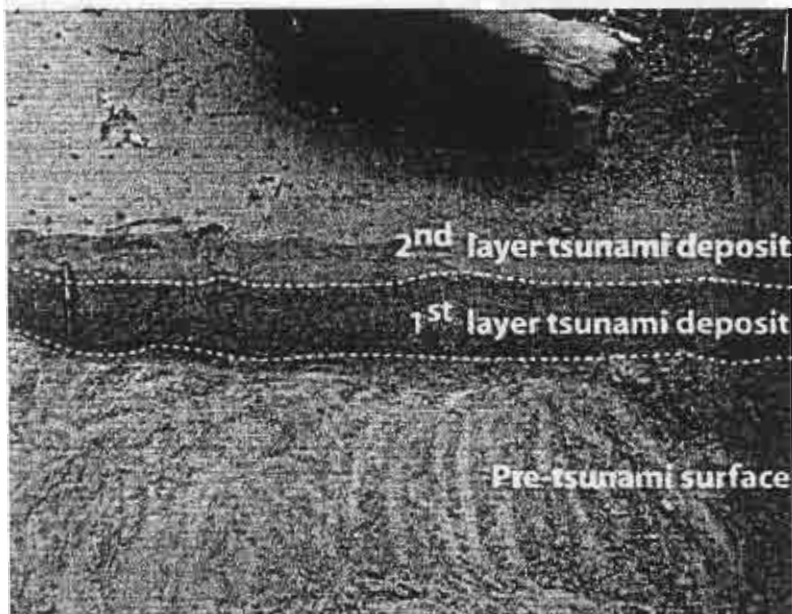
第1図 プーケット島の位置。



第2図 2004年12月26日のスマトラ沖地震津波によって堆積した津波堆積物の表面にみられたリップルマーク。一  
つ発達したリップルは陸側向きに移動したことを示す。津波によって海岸から500m内陸側にまで堆積物がもたら  
された。Lam Son 国立公園にて、北に向かって撮影。



第3図 カレントリップルが表面に発達した津波堆積物の断面のようす。かつての地表（赤色）を覆う津波堆積物の厚さは平均10cm程度。リップルマークは陸側に移動したことを示している。Ban Khuek Khakにて、北を向いて撮影。



第4図 上方細粒化を示す2層（矢印）からなる津波堆積物がトレンチ断面で観察された。下位の濃オレンジ色部分がオリジナルな地表。1層目はクリーンな粗粒-極細粒砂、上位の2層目は泥質・有機質な細粒-極細粒砂からなり、しばしば海側に傾く斜交葉理がみられる。遡上流-停滞、および戻り流によって堆積したと考えられる。Grand Diamond Resort & Spa, Ban Khuek Khakにて撮影。



第5図 津波による海岸侵食の跡。海浜-砂丘地帯の樹木が洗い出されて取り残されている。海浜-砂丘砂が約2m侵食されて地表が低下した。前浜にはサンゴ礁の巨礫が転々と打ち上げられていた。Pakarang Capeにて撮影。

## Manuscript

Choowong, M., Murakoshi, N., Hisada, K., Charusiri, P., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Jankaew, K. and Kanjanapayont, P. Significance of 26 December 2004 landward and seaward tsunami deposits from the Andaman coast of Thailand (submitted to Journal of Asian Earth Sciences).

## Significance of 26 December 2004 landward and seaward tsunami deposits from the Andaman coast of Thailand

Montri Choowong<sup>1,3</sup>, Naomi Murakoshi<sup>2</sup>, Ken-ichiro Hisada<sup>1</sup>, Punya Charusiri<sup>1</sup>, Titima Charoentitirat<sup>1</sup>, Vichai Chutakosikanon<sup>1</sup>, Kruawan Jankaew<sup>1</sup>, Pitsanupong Kanjanapayont<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand

<sup>2</sup>Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Shinshu University, Matsumoto 390-8621, Japan

<sup>3</sup>Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Ibaraki, Japan.

**Abstract.** The 26 December 2004 earthquake off the coast of Northern Sumatra generated tremendous tsunami depositions along the Andaman coast of Thailand. The tsunami sediments show spectacular surface patterns both landward and seaward directions. Such recent surface sedimentary structures were rarely preserved and not many researchers published these kinds of recent tsunami sediments. Here we report and provide the interpretation of the most recent surface tsunami sedimentary structures including bedform dune, ripples and other related structures that extend a few hundred meters and remained in place just a week after their formations.

**Rationale.** The 26 December 2004 earthquake that created the tsunami was among the world's fifth largest records with a magnitude of 9.1 to 9.3 on the Richter scale triggered off the coast of Northern Sumatra, Indonesia (13, 17). A maximum slip of 13.9 m is reported (13) and latest calculation reveals mega-thrust slip rate reaches up to 15 m (17).

We did not realize, with this very large slip, tsunami could theoretically be generated and the extent of damage that it could cause in other regions several hundred kilometers away.

Analysis in ancient tsunami sediments have been published from many parts of the world (1-10), but no literature works from Thailand were mentioned. The difficulty arisen on how to separate tsunami sediments from storm deposits. Some studies concluded that storm deposits comprise mostly landward flow direction, whereas, tsunami deposits consist of both landward and seaward directions (10-12). Imbricated cobbles, marine and non-marine materials, garbage and knocked-down plants were frequently used as indication of palaeo-tsunami sediments movement in landward and seaward directions (10). Sheet of sands interbedded with layers of freshwater peat and volcanic ash were commonly recognized (9, 11). We report here typical sedimentary structures induced by 26 December 2004 tsunami waves that hopefully will be increased our understanding in a nature of tsunami sediments and provided as the basis guideline in investigating paleo-tsunami sediments not only in Thailand but also along the world coast.

Video records and eyewitnesses confirm various directions and styles of tsunami waves attacked the Andaman coastline, even in one beach. First tsunami wave hit the western part of Phuket Island at 9.38 a.m., and then Phang-nga at 9.43 a.m. Tide gauge records located in the eastern part of Phuket shows a delay of the first wave hit this area at 10.20 a.m., clearly caused by reflection. However, all records confirmed that the second wave was the most destructive one and probably responsible for the formation of bedform sediments.

**Hypothesis.** The questions were arisen on when did tsunami sediments come? and how did they transport? We found widespread tsunami sedimentation in both landward and seaward directions, and assumed that there could be some different sedimentary characteristics induced by these tsunamis. Our hypothesis was set up that the majority of tsunami sedimentary sources was shoreface sands and were brought ashore upon to the land by the first tsunami wave after a rapid withdrawal of sea level. The second wave came along while sea water has already invaded inland and this wave with strong flow regime produced

landward tsunami sedimentary structures especially bedform dunes and ripple sands. Seaward ripples indicate the return flow that partly eroded upflow bedform sediments.

**Methods.** We set up post-tsunami field investigation soon after the 26<sup>th</sup> December 2004. Recently, fifth field works have been carried out: 28<sup>th</sup> December 2004, 3<sup>rd</sup> to 10<sup>th</sup> January 2005, 14<sup>th</sup> to 20<sup>th</sup> January 2005, 2<sup>nd</sup> to 6<sup>th</sup> April 2005, and 12<sup>th</sup> to 16<sup>th</sup> May 2005. Study sites were considered from relatively undisturbed and sheltered areas of the coastline, ranging from beach ridges, wind-blown dunes and back-barrier lagoons, which experience lower energy conditions than the open coast. In mapping tsunami sediment and inundated areas, we first used high accuracy GPS to locate the inundated boundary and for positioning ground control point. Altitudes were obtained by instrumental levelling survey on shoreface, beach ridges and dune profiles. All altitudes have been adjusted with reference to the original field data for each site, to take account of the possible error due to surveying. In testing inland spatial variation and distribution of tsunami sediments, stratigraphical investigations undertaken involved a pitting and trenching of very shallow (ca 2-30 cm deep, 50 cm length, 10-30 cm width and 5 to 50 meter pitting interval distance). Size of trenching was depended on the maximum extend of landward upflow sedimentary structures. Particle size analyses involved contiguous 1-5 cm thick samples through the pre-, syn- and post-tsunami sediments with sample pre-treated using an acid digest with hydrogen peroxide to remove all organic matter (21). Salts and acids were removed with distilled water and then centrifuged (18).

**Significant tsunami sedimentary features.** Surface features and the deposition of tsunami sediments were recorded from Phuket, Phang-nga and Ranong inundated areas of the Andaman Sea (see locations in up-right inset of Fig.1). We found the deposition of tsunami sediment varies in its dimension, thickness and grain size from the coastline to inland area similar to those of previous studies conclusion that ancient tsunami deposit thins abruptly at

the margins and fines inland (10,18). Upflow coarse to very coarse-grained tsunami sands preserved as small landward straight-crested unidirectional bedform dune with maximum wavelength up to 2.0 m and 15 cm thick mostly lying in eastward direction (Fig. 1a). Wavelength of bedform dunes, thickness and grain size decreased gradually landward and morphology changed to form medium- to fine-grained ripple structures. Most straight-crested tsunami bedform dunes display a symmetrical shape with an angle less than 10° of stoss side and average 25° of lee side. The most significant evidence is landward ripple marks overlaid on landward dune that we imply to be the best indication of reducing in tsunami wave energy and velocity (Fig.1b). Sinuous- and catenary-crested ripple sand deposited on the top of landward bedform dunes show multi-directions of seaward return flows that, based on sedimentological characteristics, they partly disturbed and reworked landward dune sand sediments beneath (Fig.1c). We infer that erosion of sediments from the stoss face of dune and deposition of these sediments on the lee side by tsunami return flow caused the ripple to migrate seaward. Symmetric straight- and linguoid-crested ripples of fine- to medium-grained sands and their magnitudes were considered as the indication of wave velocity and water depth (14-16). These similar ripple patterns are thought to have correlated well with increasing velocity and decreasing water depth conditions in landward direction. Difference in topographic configuration was thought to have controlled the creation of straight- and linguoid-crested ripple sands (Fig. 2). This is meaningful to explain why there are differences in tsunami velocity in one beach that is clearly depended also on the surface topography.

Double-layered with structureless tsunami sediments were recorded from Phang-nga. Lower thicker unit (7 to 10 cm) is characterized by very coarse-grained sand sequence. This unit appears to be indicative of the first tsunami attacked. Upper thinner unit (3 to 5 cm) is represented by finer sand grain. We assumed that the coarsest sediments were transported in suspension by first wave and then deposited as the wave's velocity slackens inland. It is probably followed by deposition of decreasing grain size sands from the second wave. Therefore, the relative size of sediment in each unit gives an indication of the relative magnitude of each wave.

**Deformed pre-tsunami sediments.** Deformed foreshore sediments by tsunami wave were recorded from Phuket. Convolute laminations are characterized by fold with sharp, irregular crest and broad, round troughs. We suggest that convolute laminations occurring at regular intervals were generated out of foreshore sand ripples whose crests were sucked up by tsunami water currents. Consequent coarse to very coarse-grained tsunami sand broke into discontinuous, kidney-shaped bodies overlying very fine to fine-grained foreshore sand layers (Fig. 3). These convolute laminations indicate syn-sedimentary shoreline deposit at the same time when tsunami wave disturbed the shoreline. However, these deformed sediments occurred where beach ridges and wind-blown sand dunes act as a natural barrier to protect tsunami wave, Mai Khao and Karon beaches, for example (Fig. 3). Seaward tsunami sediments mixing with broken tree and plastic bottle were observed on the top of deformed foreshore and overlain by post-tsunami shoreline sands. Here we have a complete sequence of pre-, syn-, and post-tsunami deposits (see Fig. 2a).

**Natural tsunami protected wall.** The formation of the Holocene beach ridges and wind-blown sand dunes from Mai Khao and Karon beaches made up of their elevation 5-6 m above the present mean sea level. Broad lagoon and series of back-barrier depressions were sheltered by those beach ridges and wind-blown dunes. This pattern of topographical configuration refers as a factor reducing tsunami damaged similar to Japanese Hanuori-ko area of Hokkaido Kuril trench (11). The 26 December 2004 tsunami wave did not cross in some higher parts. Although, they protected and reduced tsunami inundation, but the shoreline erosions were partly occurred. We presume that parts of shoreline beach sediments were eroded and migrated landward by tsunami and washover sands can be expected to deposit in back-barrier lagoon and depressions as in the case of Paleo-Tokyo Bay (20). Similarly, small tidal delta and inlet sand bodies were probably eroded and transported up inland. We also recognized offshore coral fragments broken and deposited mixing with tsunami sediments. It can, therefore, be assumed that offshore, foreshore and

tidal delta sediments and organic materials were the sources of tsunami deposits in the Andaman coastline of Thailand.

The characteristics of surface tsunami sediments provide the better understanding in a nature of tsunami deposits and inspire us an opportunity to further our investigation of palaeo-tsunami event. The 26 December 2004 tsunami event was our country first experienced. We considered the event as the most destructive and unpredictable disaster ever occurred. Recently, the attention in doing more research on ancient tsunami, earthquake recurrences and simulation model has been taken into account. Applying this report on surface sedimentary characteristics with additional records on post-tsunami field investigation, e.g., maximum run-up, flood level, inundation, we can increase an accuracy of real-time tsunami simulation models in the future.

## References

1. B.F. Atwater., *Science*. 236, 942-944 (1987).
2. A.G. Dawson, D. Long, D.E. Smith., *Mar. Geol.* 82, 271-276 (1988).
3. K. Minoura, S. Nakaya., *J. Geol.* 99, 265-287 (1991).
4. B.F. Atwater., *J. Geophysics. Res.* 97, 1901-1919 (1992).
5. B.F. Atwater *et al.*, *Earthquakes, Spectra* 11, 1-18 (1995).
6. K. Minoura *et al.*, *Sed. Geol.* 106, 145-154 (1996).
7. J.P. Smoot, R.J. Litwin, J.L. Bischoff, S.J. Lund., *Sed. Geol.* 135, 241-254 (2000).
8. Y. Takashimizu, F. Masuda., *Sed. Geol.* 135, 231-239 (2000).
9. F. Nanayama *et al.*, *Sed. Geol.* 135, 255-264 (2000).
10. Y. Sawai., *J. Asian Earth Sci.* 20, 903-911 (2002).
11. F. Nanayama *et al.*, *Nature*. 424, 660-663 (2003).
12. J.J. Clague, T.P. Bobrowsky, I. Hutchinson. I., *Quat. Sci. Rev.* 19, 849-863 (2000).
13. T. Harinarayana, N. Hirata., *Gondwana Research*. 8, 2, 246-257 (2005).
14. P.A. Allen, P. Homewood., *Sedimentology* 31, 63-81 (1984).
15. F. Masuda, N. Nakayama., *J. Sediment. Soc. Japan* 29, 1-8 (1988).
16. N. Murakoshi., *Prof. H. Igo Commem. Vol.*, 63-69 (1996).
17. T. Lay *et al.*, *Science*. 308, 1127-1133 (2005).

18. J. Goff, B.G. McFadgen, C. Chague-Goff, *Mar. Geol.* 204, 235-250 (2004).
19. H.E. Reineck, I.B. Singh, *Mar. Geol.* 5, 3, 227-235 (1967).
20. N. Murakoshi, F. Masuda, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 16, 219-226 (1991).
21. D.E. Smith *et al.*, *Quat. Sci. Rev.* 23, 2291-2321 (2004).

**Acknowledgements.** We thank TRF, JSPS and Chulalongkorn University. Assoc. Prof. Brady P. Rhodes, California State University, Fullerton is also thanked for giving some advises in the latest field. We thank the head of Geology Department, Assist. Prof. Veerote Daorerk for his wonderful contribution to this work. Assist. Prof. Thiva Supajanya is also appreciated to force us to work in the field soon after tsunami. We also thank Chulalongkorn geology students who join first tsunami experience with us in the field.

#### Figure legend

**Figure 1** Locations of study area (upper right inset). **a**, Landward straight-crested unidirectional bedform dune (cross-section in line a1-a2). **b**, Landward ripple marks overlaid on landward dune (cross-section in line b1-b2). **c**, Sinuous ripple sand on landward bedform dunes showing multi-directions of seaward return flows (cross-section in line c1-c2).

**Figure 2** Examples of pre-, syn- and post-tsunami sedimentary structures. **a**, Seaward tsunami sediments garbage layer (broken tree and plastic bottle) on the top of deformed foreshore and post-tsunami shoreface sands on the topmost, pale blue arrow showing thickness of 26 Dec. 04 tsunami deposit (trowel is 33 cm length). **b**, Tool marks (bounce marks) produced by bouncing of objects (gravel

and tree) with grooves or v-shaped circle marks on ripple sands from Khuek Khak, Phang-nga. **c**, Straight and symmetric linguoid ripples shapes from Lam Son, Ranong (see location in upper right inset of Fig.1).

**Figure 3** Deformed pre-tsunami surfaces. **a**, Kidney-shaped convolute laminations foreshore sand bodies with heavy mineral patch overloaded by 26 Dec. 04 tsunami sands, and schematic coastal profile from Mai Khao, Phuket airport on the left showing overwash inundated zone. **b**, Seaward tsunami clayey sand disturbed shoreface sediment from Karon, Phuket, schematic profile on the left showing higher beach ridges and wind-blown sand dunes from the south of Karon than the north as natural tsunami protection wall (see locations in upper right inset of Fig. 1).

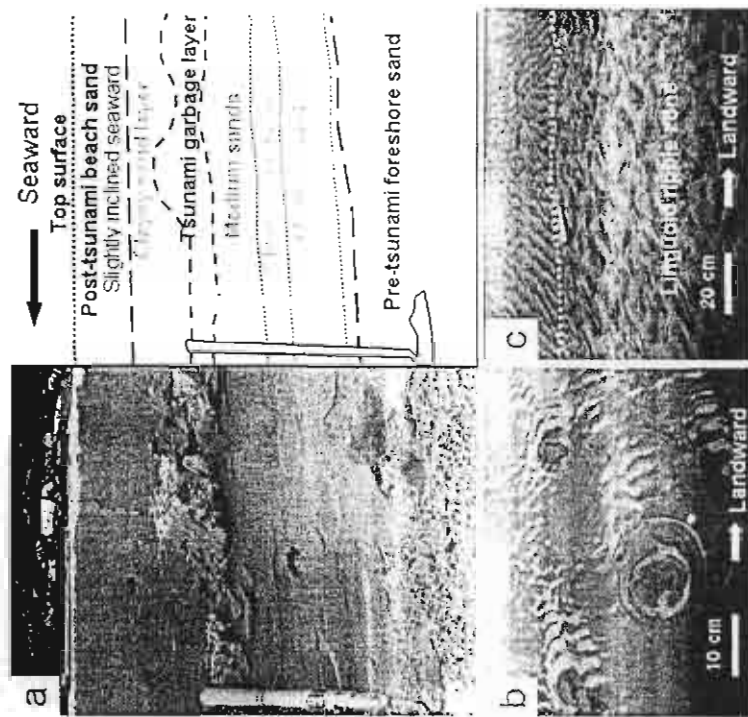


Fig. 2

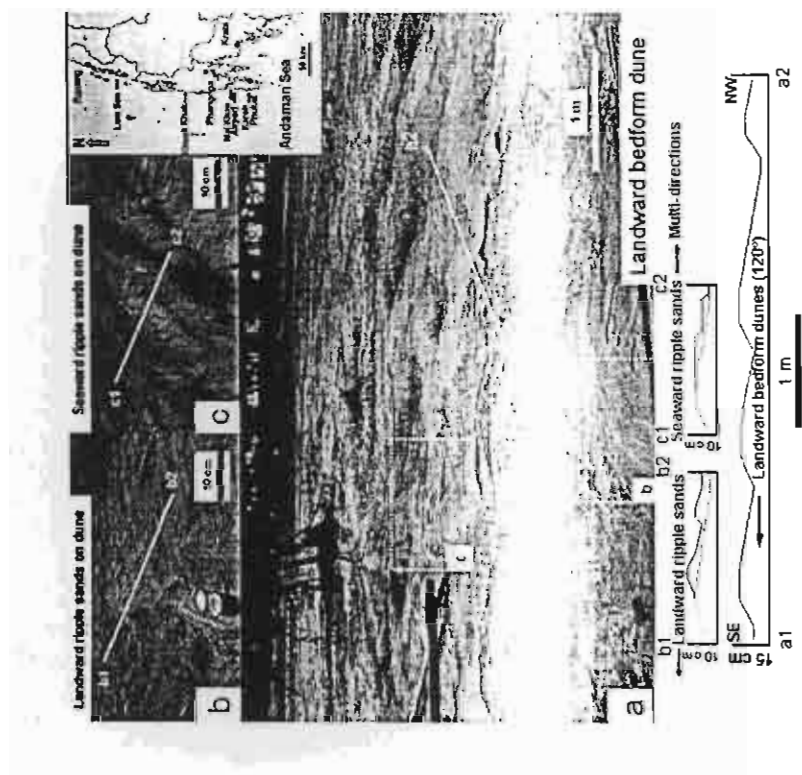


Fig. 1

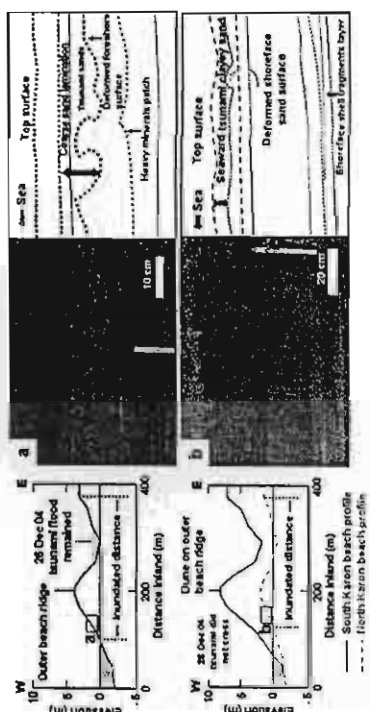


Fig. 3

## Manuscript

Choowong, M., Murakoshi, N., Hisada, K., Charusiri, P., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Jankaew, K. and Kanjanapayont, P. Effects on the Andaman Areas of Thailand after 26 December 2004 Tsunami. (submitted to Journal of Coastal Research).

**Manuscript title:**

Effects on the Andaman Coastal Areas of Thailand after 26 December 2004 Tsunami

**Authors:**

Choowong, M.<sup>1,2</sup>, Murakoshi, N.<sup>3</sup>, Hisada, K.<sup>2</sup>, Charusiri, P.<sup>1</sup>, Daorerk, V.<sup>1</sup>, Charoentitrat, T.<sup>1</sup>, Chuakositkanon, V.<sup>1</sup>, Jankaew, K.<sup>1</sup>, Kanjanapayont, P.<sup>1</sup>

**Author affiliations:**

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok, 10330, Thailand.

<sup>2</sup>Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Ibaraki, Japan.

<sup>3</sup>Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Shinshu University, Matsumoto 390-8621, Japan

Correspondence author: Montri Choowong

Postal address: Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand

Telephone: 66-2-2185445

Facsimile: 66-2-2185464

E-mail: montri@geo.sc.chula.ac.th; monkeng@hotmail.com

**ABSTRACT**

The tsunami on 26 December 2004 has become one of Thailand's severe geological disasters. Historically, tsunami with damages to people has never been reported in Thailand, therefore, no particular concerns in studying tsunami were taken into account, especially in term of geological interest. This article is the first report on post tsunami investigation, aiming to gain analysis in the most current evidence left by a tsunami. Our team has been investigating the effect of tsunami soon after it hit the land. We had planned urgently to collect physical tsunami records in systematic approach. As a result, during standstill of tsunami sea water inland, the shoreline areas have changed physically and biologically. We have found the effects of tsunami e.g., inundated areas, maximum run-up, changes in shoreline morphology, rapid tsunami sedimentation inland and some biological disturbances. All these effects are unravelled the behavior of 26 December 2004 tsunami event attacked the Andaman coast of Thailand.

**ADDITIONAL INDEX WORDS:** *Inundation, Bedform dune, Ripple sand, Phuket,*

*Phang-nga, Ranong*

**INTRODUCTION**

"Tsunami" has long been recognized in geological discipline as one of severe disasters. It particularly affects the countries located close to tectonic plate boundaries. Though, Thailand is considered to situate far away from those of major countries around plate boundaries, the tsunami event on 26 December 2004 was unpredictable. The subduction of the Indian-Australian oceanic plate off the northern Sumatra coast

produced the largest earthquake ever recorded in the region and the 9 Richter with mega-thrust slip; tsunami could theoretically be occurred afterward. The seawater was just 10 to 20 minutes stand still inland and caused the physical and biological damages. Not only lives but also the infrastructures were destroyed along the economic areas of the Andaman coast, i.e., Phuket, Phang-nga, Ranong, Krabi, Trang and Satun (Figure 1). Loss of properties and lives has made "tsunami" well known to Thai people as one of the most dangerous geological hazards of the country.

#### GENERAL BEHAVIOR OF 26 DECEMBER 2004 TSUNAMI IN THAILAND

Tsunamis are ocean waves generated by underwater disturbances of the seafloor or by surface impacts and are triggered by earthquakes and, less commonly, by landslides, volcanic eruptions and meteorite impacts (CLAGUE *et al.*, 2000). These long waves (up to 200 km) travel over the ocean at great velocity. Within the open ocean, the wave height is low, but upon reaching shallow water, in the vicinity of the coastline, it becomes greatly amplified (DAWSON and SMITH, 2000). During the process of wave deformation, the height of the wave increases significantly and as the waves strike the coastline they often cause widespread flooding across low-lying coastal areas (DAWSON *et al.*, 2004). It is no doubt and can be imagined how severe tsunami will destroy properties and life on the way it runs through. Based on our field evidence and analyses, decreasing in tsunami speed seems to rely on some oceanographical factors such as depth of bathymetric configuration, shoreline slope and depth of tsunami wave base.

The present altitude of the High Water Mark of Ordinary Spring Tides (HWMOST) at Tapaw Noi Island, eastern part of Phuket is about 1.00 m (ROYAL THAI

NAVY, 2005). According to tide gauge from Phuket record (Figure 2), three main tsunamis struck the Andaman coast of Thailand between 10.20 a.m. to 10.42 a.m. The drawdown or withdrawal effect of seawater started at 10.10 a.m. and standstill for 10 minutes before the first tsunami hit Phuket coastline at 10.20 a.m. The second tsunami, the most destructive one, was at 10.29 a.m. and followed by the third tsunami at 10.42 a.m. Eyewitnesses and video records confirmed that the second wave was strongest with maximum water flood level up to 11.00 meter above ground surface clearly recognized from water mark. However, there were difference in tsunami flood level and maximum run-up from place to place.

#### PURPOSE AND WAY OF GEOLOGICAL INVESTIGATION

Tsunami has left some unique physical evidences, i.e., maximum run-up level, maximum flood level, deformed pre-tsunami shoreline sands and surface tsunami sedimentary patterns. These evidences are needed to be recorded quickly before land restoration and reclamation gets started. This is why collecting existing post tsunami data in the field needs to be done earlier. Our first aim in the field was to understand the behavior of the 26 December 2004 tsunami along the Andaman coast of Thailand. We firstly investigated the distance of tsunami ran inland. One of investigation targets was to understand what makes the difference in tsunami run-up and inundation. To understand this, we look geomorphological factors into account including shapes of the coast, position of headland, depth of bathymetry, onshore and offshore shoreline slopes. Spectacular tsunami sediments were also recorded. Some surface sedimentary structures indicate upflow and return flow wave directions.

## PRELIMINARY RESULTS

During period of tsunami standstill inland, lot of effects were accompanied, e.g., contamination of soil, surface water and groundwater, shore/face sediments moved up onto the land, changes in morphology of inlet/outlet tidal channel, erosion of beach sediment. We measured maximum run-up, maximum flood level, distance of inundation and the time of tsunami hit the land in detail and came up with a brief conclusion that the power of tsunami differed from place to place, relying mostly on the coastal morphology of the shoreline. One other additional factor is the nature of tsunami direction in term of its refraction and reflection.

### Inundation

As a result of our investigation, we have found different values of tsunami flood level, run-up and inundations, even in one beach. Tsunami was inundated far away up to 3 km inland in some areas (Figure 3). Based on geomorphological factors, we came close to the more precise conclusion that all these factors are contributing to unveil the nature of tsunami uprush and backwash. Tsunami will change its wave front from straight line becoming a curve parallel along the curve of bay or beach where is sheltered by the rocky headland. In conclusion, the more curvature of the shoreline morphology, the more tsunami can be flooded and strongly hit further inland. Levels of seawater that were brought ashore onto the land by tsunami will be much higher than levels of maximum run-up in place where the hills and mountains block the narrow beach, Khao Lak beach, Phang-nga province, for example (Figure 4).

### Tsunami sediments

Characteristics of sand sheets from ancient and recent tsunamis have been reported from many parts of the world (e.g., ATWATER, 1987; DAWSON *et al.*, 1988; MINOURA and NAKAYA, 1991; ATWATER, 1992; ATWATER *et al.*, 1995; NANAYAMA *et al.*, 2000). These analyses in tsunami sand sediment provide better understanding in the characteristic of 26 December 2004 tsunami sediment along the coastline of Thailand. Particular sedimentological evidences observed in the Andaman tsunami field were bedform dunes and ripple sands. Bedform dune and ripple sands, in sedimentological sense, are common sedimentary structures, indicating the relationship among wave energy, direction of wave, water and wind and water depth. The biggest tsunami bedform dune was recorded from Bang Tao Beach, Phuket province and small tsunami ripple marks in seaward and landward current directions were also recognized on the top of bedform dunes (Figure 5). Those tsunami sedimentary structures were developed on former tidal flat and marsh deposits.

Types of vortices responsible for bedrock sculpturing by tsunami especially pothole were also recorded. Potholes induced by tsunami current were developed over aeolian dune deposits. Instant potholes were found from Ban Nam Khem, Phang-nga province (Figure 6) and displayed as groove holes with small granules inside, indicating rapid rotational speed of tsunami onto aeolian dune. In general, asymmetrical form of the former dunes indicates landward migration that is conformable to the direction of tsunami uprush and their dimensions also decreased landward.

Tsunami sediment budget along the Andaman coastline was considered. Tsunami has eroded and brought up the foreshore sands (Figure 7). Since the rates of coastal aggradation around the coast of Thailand have been estimated, we have never had a record on rapid deposition in such a short time like tsunami event occurred on 26 December 2004. In the eastern part of the Gulf of Thailand, Chanthaburi low-lying coast, for example, the rate of coastal aggradation is about 1 m/year (CHOOOWONG, 2002) and about 0.7 m/year at the Sam Roi Yod coastal beach deposit, western part of the Gulf starting the deposition after the mid Holocene (4,000 B.P.) (CHOOOWONG *et al.*, 2004). Undoubtedly, it is obvious that the 26 December 2004 tsunami hit the Andaman coast produced rapid coastal sediment aggradation.

The maximum thickness of tsunami sediments along the Andaman coastline was 30 cm. Tsunami sediments were generally classified into two layers comprising very coarse- to fine-grained sands with landward deposition and very fine-grained sands to mud deposits on the top in seaward direction (Figure 8). Double layers of landward tsunami sediments from Ban Khuek Khak, Phang-nga province (Figure 9) indicate tsunami uprush has come twice in this area.

#### RELEVANT PHYSICAL EFFECTS

The 26 December 2004 tsunami may cause the changes in biozone. The offshore mud contains small faunas was probably brought up onto the land. The migration of small faunas occurred in the unsuitable environment where they normally used to live offshore. It is one interesting issue for zoologists to be concerned about.

10 to 20 minutes standstill inland of seawater caused by tsunami has made saline contamination occurs in soil, surface water and groundwater. This unusual contamination, surely, will affect not only inland flora but also fauna. We have seen a lot of flora starting to die a week after tsunami event (Figure 10). Therefore, 10 to 20 minutes flood of seawater means a lot for evaluating both physical and biological effects, and definitely, further attentions on these effects will be strongly needed.

#### DISCUSSION ON FUTURE WORKS

More detailed studies including sedimentology (e.g., grain fabric, internal sedimentary structures), paleontology (diatom and other marine fauna distributions), and coastal geomorphology are needed to take into account. The changes in shape of shoreline and beach after tsunami are of our interest. However, comparisons between the configuration of shoreline before and after tsunami hit were needed to be done carefully. Using satellite and air-photo images seems to be the best way to evaluate the spatial change in shoreline morphology, but all images are needed careful registration. There are factors controlling the accuracy of interpretation from those satellites and air-photo images, particularly, the time when the images were recorded. With less slope of the shoreface area, the image that was recorded during low tide may show area of beach and shoreface larger than normal configuration at the mean sea level. This could make a large number of errors in calculating sediment gain and loss from the coast. However in general, we implied that 26 December 2004 tsunami has caused a large area of sediment loss from the Andaman coastline.

This article is the first geological report from Thailand since we have collected tsunami evidences in the field and analyzed them carefully. Undoubtedly, it is necessary to keep doing more fieldwork; even a large number of tsunami evidence was already cleaned up by the local private sectors and people. Geological investigation of post tsunami is a must and needs to be done as soon as we possibly can. All physical and biological data are among useful keys for making good reclamation, restoration and protection plans in the future. Though, the investigation on effect of tsunami needs a long-term plan, however, geological survey is urgently recommended as the first mission to complete.

#### TRIBUTE

This article is devoted for the people who lost their properties and their loved ones (Figure 11). We started the investigation to find physical evidence of tsunami in order to understand tsunami behavior after affected the shoreline areas of our country. With our hope that we can make scientific conclusion and recommendation, at least, to bring our interpretation of geological data insight into policy decision-makers concern about how importance of physical characteristics of 26 December 2004 tsunami and its effect. We really care of life and strongly eager to make a guideline for the better understanding of tsunami, so that local people and tourists will be well prepared and able to escape danger from the next short-time predictable tsunami.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Chulalongkorn University for allowing us to start our fieldwork soon after the tsunami. Special thanks go to Assoc. Prof. Brady Rhodes, California State University for his advice. Thanks are also extended to Silapant, P., Saithong, P., Khaokaeaw, C., Khaowiset, K., Ladachart, R., Supawich and Mahothorn, K. for joining fieldwork and donated their will, power and properties to make this field run smoothly. Chulalongkorn geology's students are thanked for their devoted time to gain experiences with us in the field. Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) is also thanked for providing some financial supports. Part of budgets to make this investigation possible came from EATGRU, TRF (MRG4680091 and MRG4780046), Ratchadapisek Somphot Foundation, Unisearch, Chulalongkorn University and Ministry of Natural Resource and Environment.

#### LITERATURE CITED

- ATWATER, B.F., 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington state. *Science*. 236, 942-944.
- ATWATER, B.F., 1992. Geologic evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, southern coastal Washington. *Journal of Geophysics Research*. 97, 1901-1919.

- ATWATER, B.F.; NELSON, A.R.; CLAGUE, J.J.; CARVER, G.A.; YAMAGUCHI, D.K.; BOBROWSKY, P.T.; BOURGEOIS, J.; DARIENZO, M.E.; GRANT, W.C.; HEMPHILL-HALEY, E.; KELSEY, H.M.; JOCOBY, G.C.; NISHENKO, S.P.; PALMER, S.P.; PETERSON, C.D. and REINHART, M.A., 1995. Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Earthquakes, Spectra*. 11, 1-18.
- CHOOWONG, M., 2002. Coastal sedimentary lithofacies and episodic evolution from the eastern part of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, Vol. 27, No. 2., 111-129
- CHOOWONG, M.; UGAI, H.; CHARONTITIRAT, T.; CHARUSIRI, P.; DAORERK, V.; SONGMUANG, R. and LADACHART, R., 2004. Holocene biostratigraphical records in coastal deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan, Western Thailand. *Journal of Natural History, Chulalongkorn University*, Vol. 4, No. 2. 1-18.
- CLAGUE, J.J.; BOBROWSKY, T.P. and HUTCHINSON, I., 2000. A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications for hazard. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 19, 849-863.
- DAWSON, A.O.; LONG, D. and SMITH, D.E., 1988. The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*. 82, 271-276.
- DAWSON, S. and SMITH, D.E., 2000. The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology*, Vol. 170, 69-79.
- DAWSON, A.O.; LOCKETT, P. and SHI, S., 2004. Tsunami hazards in Europe. *Environment International*, Vol. 30, 577-585.
- NANAYAMA, F.; SHIGENO, K.; SATAKE, K.; SHIMOKAWA, K.; KOITABASHI, S.; MIYASAKA, S. and ISHII, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*. 135, 255-264.
- MINOURA, K. and NAKAYA, S., 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan. *Geology*. 99, 265-287.
- ROYAL THAI NAVY., 2005. Tide gauge record chart. Hydrographic Department.

## List of Figures

Figure 1. Six provinces of coastal areas along the Andaman Sea, western peninsula Thailand, including Ranong, Phang-nga, Phuket, Krabi, Trang and Satun were attacked by tsunami on 26 December 2004.

Figure 2. Tapaw Noi Island (Phuket) tide gauge record showing the passage of tsunamis generated by the 26 December 2004 Sumatra earthquake. Three main waves arrived between 10.20 a.m. to 10.42 a.m.; the second wave was the most destructive at 10.29 a.m. (Modified from ROYAL THAI NAVY, 2005).

Figure 3. Effect of tsunami flood at Ban Nam Khem, Phang-nga Province showing erosion of the shoreline (red color in map) and inundation up to 3 km landward (blue color in map). A indicates the power of tsunami flood washed ashore big ship onto the land far about 150 m from shoreline; B shows erosion of the coastline.

Figure 4. Inundation map (blue color) along the Khao Lak beach. The opening of new inlet/outlet (A), the collapsed building near Ban Bang Niang (B), erosion along a channel bank (C) and the narrow beach morphology indicated the vast damage occurred in the southern part of the Khao Lak beach (D).

Figure 5. Tsunami sediments overlying salt marsh and backshore deposits from Bang Tao Beach, Phuket province showing upflow dunes overlain by return-flow ripple sands observed inland (A). Bedform dunes (as geologists stand on the top of each dune crest) indicate landward migration (from left to right) (A and B) whereas small ripple sands show seaward (from right to left) movement during the retreat of tsunami (C).

Figure 6. Erosional depressions (instant potholes) indicating rotational speed of tsunami developed on former aeolian dune sand from Ban Nam Khem, Phang-nga province. The vertices pothole contains thin layer of mud (2 mm) overlying on fine- to medium-grained sands (5 cm thick) with the dimension vary from 2 to 15 cm width with some granules at its bottom.

Figure 7. Pre-tsunami deformed foreshore deposits (convolute lamination) overlain by 26 December 2004 tsunami sediment from Karon Beach, Phuket.

Figure 8. Tsunami sediments at the Kamala beach, Phuket province, developed on graveled road surface with average thickness 10 cm of a upward fining fine- to medium-grained sand and thin muddy layer on the top (A) and mud cracks photographed a week after tsunami attacked (B).

Figure 9. Double-layered upflow tsunami deposits on pre-tsunami graveled road surface from Grand Diamond Resort & Spa, Ban Khuek Khak, Phang-nga showing high speed of tsunami wave (1<sup>st</sup> layer) which was characterized by coarse- to very coarse-grained sands overlain by low speed tsunami sediment (2<sup>nd</sup> layer) of very fine- to fine-grained sands.

Figure 10. Tsunami flood can be indicated by the boundary between living (A) and dried vegetation and grasses (B). The picture was photographed from the Mai Khao beach, Phuket province a week after tsunami.

Figure 11. This article is devoted for the people who lost their properties and their loved ones, especially to the lost children from Ban Nam Khem, Phang-nga province.

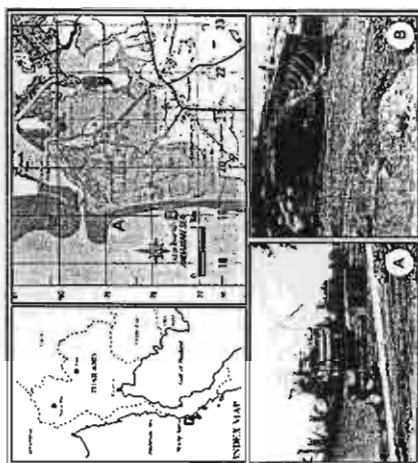
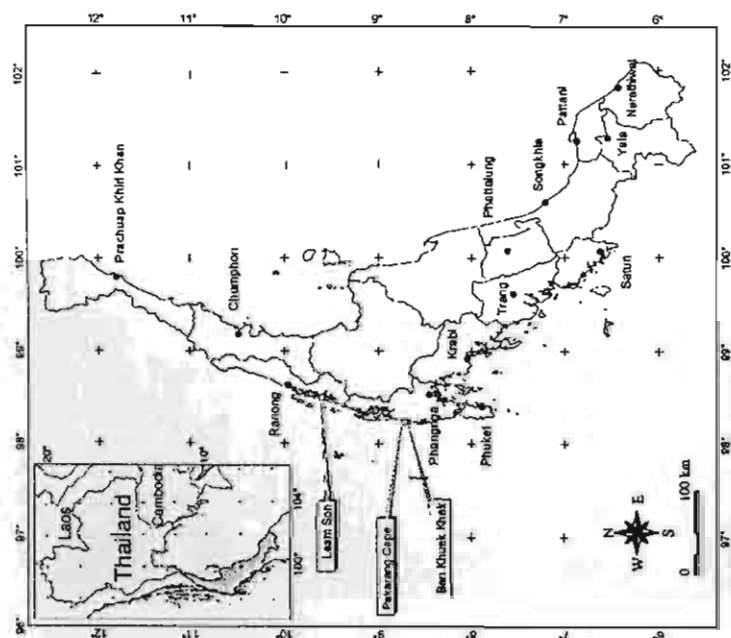
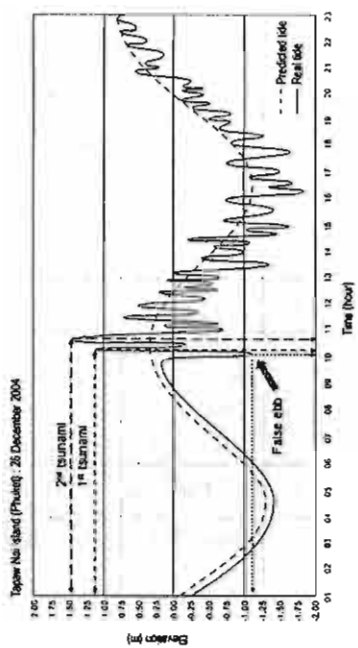
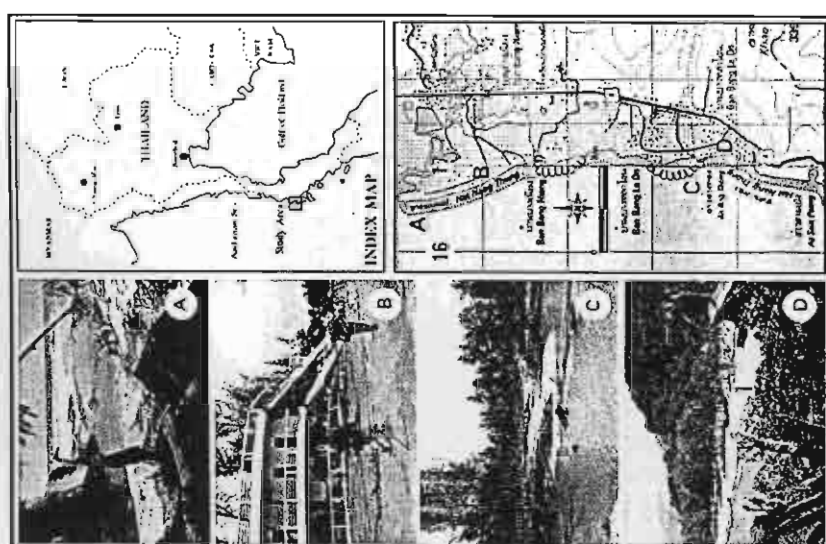
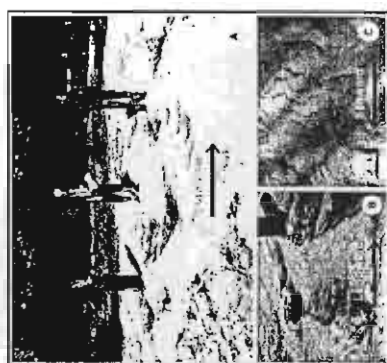
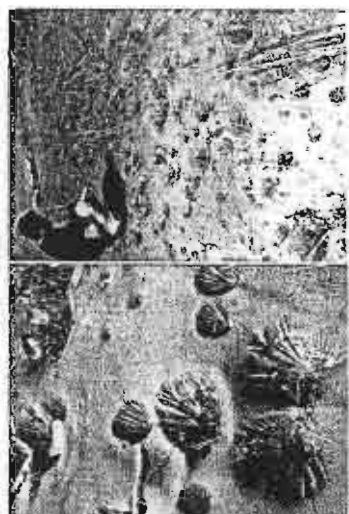


Figure 3



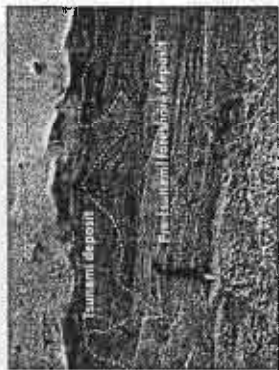


Figure 1

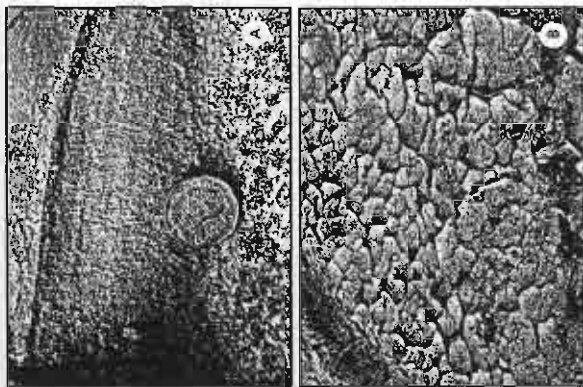


Figure 8

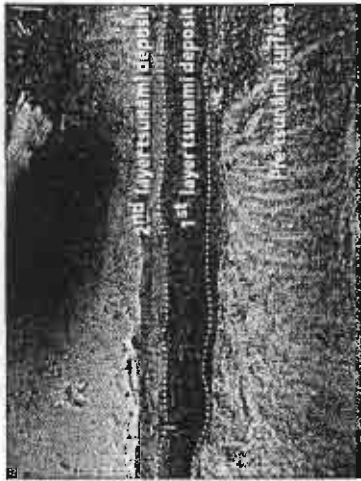


Figure 9



Figure 10

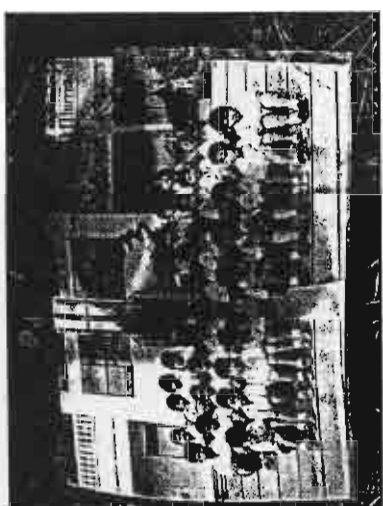


Figure 11

## เอกสารประกอบการประชุม

เอกสารประกอบการประชุมสัมมนา  
เรื่อง  
ความก้าวหน้าในการศึกษาด้านโบราณคดีและเมืองโบราณในวัฒนธรรมทวารวดี

วันที่ 24-25 กรกฎาคม 2546

โรงแรมสองพันบุรี  
จังหวัดสุพรรณบุรี

การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลสมัยโฮโลซีนตอนปลายในประเทศไทย  
(Late Holocene sea-level changes in Thailand)

โดย

มนตรี ชวงษ์  
วิโรจน์ คาวฤกษ์  
ปัญญา จารุศิริ  
ฐิติมา เจริญฐิติรัตน์  
รัฐกร สองเมือง

ภาควิชาธรณีวิทยา  
คณะวิทยาศาสตร์  
จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

# การเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลสมัยโฮโลซีนตอนปลายในประเทศไทย

(Late Holocene sea-level changes in Thailand)

มนตรี ชูวงศ์  
วิโรจน์ คาวฤกษ์  
ปัญญา จารุศิริ  
ฐิติมา เจริญฐิติรัตน์  
รัฐกร สองเมือง

ภาควิชาธรณีวิทยา คณะวิทยาศาสตร์ จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

## บทคัดย่อ

การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีตของประเทศไทยได้มีการศึกษากันอย่างจริงจังในช่วง 20 ปีที่ผ่านมาซึ่งบทสรุปส่วนใหญ่จะเน้นถึงการหาคำตอบที่ว่า ในพื้นที่ลุ่มต่ำของประเทศ โดยเฉพาะที่ราบลุ่มภาคกลางได้มีการรุกเข้ามาของน้ำทะเลหรือไม่ อย่างไร ซึ่งผลการศึกษาในอดีตได้มีข้อสรุปไปในทำนองเดียวกันว่า น้ำทะเลได้ท่วมขึ้นมาในพื้นที่ลุ่มต่ำของประเทศโดยเฉพาะที่ราบลุ่มภาคกลางโดยระดับน้ำทะเลได้ขึ้นสูงสุด (highstand) จากระดับปัจจุบัน ประมาณช่วงอายุตอนกลางสมัยโฮโลซีน (mid-Holocene) ซึ่งระดับความสูงยังไม่เป็นที่ชัดเจนนัก แต่โดยเฉลี่ยพบว่าอยู่ที่ความสูงประมาณ 3.5-4 เมตร หากเปรียบเทียบความสูงดังกล่าวกับความสูงของพื้นที่ราบลุ่มภาคกลางจะพบว่าแนวชายฝั่งทะเลโบราณในพื้นที่ราบลุ่มภาคกลางน่าจะเข้าไปถึงบริเวณจังหวัดอ่างทองที่มีความสูงของพื้นที่อยู่ในระดับดังกล่าว อย่างไรก็ตาม การลากขอบเขตแนวชายฝั่งทะเลโบราณในอดีตได้ใช้วิธีการและอยู่บนพื้นฐานของข้อมูลที่แตกต่างกัน ซึ่งแต่ละวิธีและข้อมูลจะทำให้ได้แนวชายฝั่งโบราณที่ค่อนข้างจะแตกต่างกันอย่างชัดเจน

ในบทความนี้ผู้เขียนได้ตั้งวัตถุประสงค์ไว้เพื่อให้ผู้อ่านได้ทราบประวัติการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในประเทศไทยโดยเฉพาะข้อมูลทางธรณีวิทยา เพื่อให้ผู้อ่านทราบถึงกระบวนการวิเคราะห์ข้อมูลธรณีวิทยาอย่างเป็นระบบโดยเฉพาะอะไรที่ใช้เป็นหลักฐานที่แสดงว่าการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล อธิบายลักษณะทางตะกอนวิทยาของการสะสมตัวในบริเวณที่เคยมีน้ำทะเลท่วมขึ้นมา พร้อมกับนำเสนอแนวคิดใหม่ของการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในพื้นที่ราบภาคกลาง และท้ายสุดจะได้วิเคราะห์และเสนอแนวทางกำหนดแนวชายฝั่งทะเลไทยในสมัยโฮโลซีนว่าน่าจะอยู่ที่ตำแหน่งใดและมีรูปแบบอย่างไร ซึ่งในบทความนี้ผู้เขียนหวังเป็นอย่างยิ่งว่าน่าจะช่วยให้ผู้อ่านได้รับข้อมูลทางธรณีวิทยาเพิ่มเติมซึ่งอาจจะประยุกต์ไปตอบคำถามหรืออธิบายเหตุการณ์อื่นๆ เช่น เหตุการณ์ต่างๆ ในทางโบราณคดี ในช่วงสมัยโฮโลซีนตอนปลายได้

## 1. บทนำ

พื้นที่ชายฝั่งทะเลของประเทศไทยจัดได้ว่าเป็นพื้นที่เศรษฐกิจที่สำคัญของประเทศโดยแนวชายฝั่งปัจจุบันก็มีการเปลี่ยนแปลงในเชิงธรณีวิทยาหรือมีการเคลื่อนไหวในทางกายภาพอยู่ตลอดเวลา ทั้งการสะสมตัว (deposition) การกัดเซาะชายฝั่ง (coastal erosion) โดยการเปลี่ยนแปลงทางกายภาพนี้ได้เกิดขึ้นมาตั้งแต่อดีตกาลแล้ว จากการศึกษาและงานวิจัยเก่าๆ ที่ผ่านมามีพบว่าแนวชายฝั่งทะเลปัจจุบันในพื้นที่ชายฝั่งของประเทศเกือบทั้งหมดเคยเป็นทะเลมาก่อน ซึ่งจากบทสรุปของงานวิจัยเก่าๆ ได้ชี้ให้เห็นว่า แนวชายฝั่งทะเลไทยในสมัยโฮโลซีนตอนกลางถึงตอนปลาย (middle to late Holocene) ได้เคยอยู่ในพื้นที่ที่เป็นแผ่นดินโดยมีการท่วมขึ้นไปของระดับน้ำทะเลที่เป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลทั่วโลก (eustatic sea-level changes) การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวนับได้ว่าเป็นบทสรุปที่ได้จากการศึกษาและการเทียบสัมพันธ์จากทั่วโลก และในประเทศไทยข้อสรุปดังกล่าวก็ได้ถูกนำมาอธิบายการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในสมัยโฮโลซีนเช่นกัน (เช่น Sinsakul และคณะ ปี ค.ศ. 1985; Chonglakmani และคณะ ปี ค.ศ. 1983 เป็นต้น) การศึกษาการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในพื้นที่ลุ่มต่ำของประเทศไทยยังเป็นที่สนใจของนักวิจัยทางธรณีวิทยาทั้งในประเทศและต่างประเทศเรื่อยมาจนถึงปัจจุบัน

## 2. ประวัติการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในประเทศไทย

ในช่วง 20 ปีที่ผ่านมา ได้มีการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลของประเทศไทยกันอย่างแพร่หลาย นักวิจัยจากหลากหลายสำนักได้พยายามใช้วิธีการต่างๆ เพื่อให้ได้มาซึ่งข้อมูลพื้นฐานทางธรณีวิทยารวมถึงการแปลผลของข้อมูลที่อาจจะแตกต่างกันในเชิงวิชาการ ตัวอย่างเช่น การนำเอาซากบรรพชีวิน หรือซากฟอสซิลเข้ามาอธิบายสภาวะแวดล้อมของการสะสมตัวของสิ่งมีชีวิตในขณะที่ยังมีชีวิตอยู่ รวมถึงการศึกษาชนิดและการประยุกต์เอาวิธีการกำหนดอายุโดยวิธีคาร์บอน 14 เข้ามาช่วยในการหาอายุวัตถุหรือซากบรรพชีวิน เช่น ซากหอยนางรมจากบริเวณวัดเจ็ดย้อย จังหวัดปทุมธานี พบว่า เป็นสิ่งมีชีวิตที่มีชีวิตอยู่ในพื้นที่ที่มีน้ำทะเล หรือน้ำกร่อยมาก่อนในประมาณอายุ 5,000 กว่าปีมาแล้ว (Chonglakmani และคณะ ปี ค.ศ. 1983) เป็นต้น นักวิจัยทางธรณีวิทยาหลายๆ กลุ่มได้ใช้ข้อมูลตะกอนวิทยา เรณูวิทยา (เช่น Nutalaya และ Rau ปี ค.ศ. 1981; Somboon และ Thiramongkol ปี ค.ศ. 1990) มาช่วยในการลากแนวชายฝั่งทะเลโบราณ แต่มีอยู่บทความเดียวที่ได้ประยุกต์ใช้ข้อมูลโทรสัมผัส คือ การแปลผลรูปถ่ายทางอากาศเข้ามาช่วยลากแนวชายฝั่งทะเล (Supajanya ปี ค.ศ. 1981 และ 1983) ในบทสรุปของงานวิจัยเก่าไม่เฉพาะในประเทศไทยแต่รวมไปถึงคณะผู้วิจัยจากประเทศอื่นๆ ในภูมิภาคใกล้เคียงพบว่ามีบทสรุปไปในทำนองเดียว

กันคือมีการท่วมขึ้นมาจากระดับน้ำทะเลในพื้นที่ชายฝั่งทะเลในทุกประเทศ แต่ระดับของการท่วมขึ้นมาและช่วงเวลาทีระดับน้ำทะเลได้ขึ้นสูงสุดนั้นยังมีความแตกต่างกัน (ตารางที่ 1)

ตารางที่ 1. เปรียบเทียบบทสรุปของนักวิจัยถึงช่วงเวลาที่น้ำทะเลได้ท่วมขึ้นสูงสุดในพื้นที่ประเทศไทยและภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้

| คณะผู้วิจัย                                      | ช่วงเวลาที่มีการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (Years in BP) |                                           |
|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|-------------------------------------------|
|                                                  | เวลาที่น้ำทะเลขึ้นสูงสุด                              | เวลาที่น้ำทะเลเริ่มลดระดับมาจนถึงปัจจุบัน |
| <b>ประเทศไทย</b>                                 |                                                       |                                           |
| Chonglakmani และคณะ (ปี 1983)                    | 5,500 ± 50                                            | **                                        |
| Thiramongkol (ปี 1983)                           | 6,000                                                 | 3,670 ± 125 to 2,250 ± 110                |
| Sinsakul และคณะ (ปี 1985) and Sinsakul (ปี 1992) | 6,000 และ 4,500                                       | 6,000 to 4,700 และ 4,500 to 1,500         |
| Somboon และ Thiramongkol (ปี 1992)               | 7,300 ถึง 6,500                                       | 6,500 ถึงปัจจุบัน                         |
| <b>เอเชียตะวันออกเฉียงใต้</b>                    |                                                       |                                           |
| Hesp และคณะ (ปี 1998) (สิงคโปร์)                 | 7,000 ถึง 6,500                                       | 6,500 ถึงปัจจุบัน                         |
| Tjia (ปี 1986) (มาเลเซีย)                        | 7,000 ถึง 6,000                                       | 6,000 ถึงปัจจุบัน                         |
| Hoang Ngoc Ky (ปี 1988) (เวียดนาม)               | 5,500 ถึง 3,500                                       | 3,500 ถึง 3,000                           |
| Le Van Cu และคณะ (ปี 1988) (เวียดนาม)            | 5,000 ถึง 4,500                                       | 4,500 ถึง 2,300                           |

หมายเหตุ

\*\*ในรายงานไม่ได้กล่าวถึง

จากตารางจะเห็นว่ามีความแตกต่างเกิดขึ้นอย่างชัดเจนถึงเรื่องช่วงเวลาที่น้ำทะเลได้เคยท่วมขึ้นสูงสุดในแต่ละพื้นที่ซึ่งบทสรุปที่แตกต่างกันนี้เองได้มีนักวิจัยเคยอธิบายว่า น่าจะเกิดจากสาเหตุและปัจจัยทางกายภาพในระดับท้องถิ่นหรือในแต่ละพื้นที่ (isostatic sea-level changes) ซึ่งหมายความว่า แต่ละพื้นที่จะมีสภาพธรณีวิทยาทางกายภาพแตกต่างกันออกไป เช่น อาจเกิดมีการเคลื่อนตัวของพื้นที่อันเนื่องจากรอยเลื่อนสมัยใหม่ (Thiramongkol ปี ค.ศ. 1986) หรือมีการปรับ

ระดับของพื้นที่ให้ต่ำลงอันเนื่องมาจากน้ำหนักที่กดทับของตะกอน เป็นต้น (Choowong ปี ก.ศ. 2002b)

### 3. หลักฐานการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอดีต

การสำรวจเพื่อค้นหาหลักฐานทางธรณีวิทยาภาพและหลักฐานทางชีววิทยาที่แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในอดีตจัดได้ว่าเป็นหัวใจของการศึกษาธรณีสัณฐานวิทยาชายฝั่ง โดยเฉพาะการนำเอาหลักฐานเหล่านั้นมาอธิบายวิวัฒนาการการเกิดธรณีสัณฐานชายฝั่งที่สัมพันธ์กับการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีต

หลักฐานที่แสดงให้เห็นว่ามีการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลไม่เฉพาะในประเทศไทย แต่ได้จากการศึกษาวิจัยทั่วโลก สามารถแบ่งได้เป็น 3 กลุ่มใหญ่ ๆ ด้วยกัน คือ (1) หลักฐานทางธรณีวิทยาและธรณีสัณฐาน (2) หลักฐานทางชีววิทยาและบรรพชีวินวิทยา และ (3) หลักฐานทางโบราณคดี ซึ่งหลักฐานใน 2 กลุ่มแรกได้มีการศึกษากันอย่างแพร่หลายในประเทศไทยแต่หลักฐานในกลุ่มสุดท้ายคือโบราณคดี ยังไม่มีผู้กล่าวถึงอย่างแพร่หลายนักในปัจจุบัน หลักฐานที่แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในแต่ละกลุ่มเฉพาะที่พบในประเทศไทย มีรายละเอียดดังต่อไปนี้

#### (1) หลักฐานทางธรณีวิทยาและธรณีสัณฐาน

สภาพธรณีวิทยาในแต่ละพื้นที่จะมีความแตกต่างกันอยู่แล้ว เช่น ชนิดหินโพลต์ (outcrop) ชนิดหินรองรับตะกอน (rock basement) เป็นต้น ซึ่งความแตกต่างของหินบริเวณชายฝั่งทะเลจะเป็นตัวการสำคัญอย่างหนึ่งที่ทำให้เกิดความแตกต่างในเรื่องแหล่งที่มาของตะกอน รวมถึงอัตราการพังทลายจากกระบวนการทางกายภาพต่างๆ เช่น การกัดเซาะโดยน้ำทะเล คลื่น หรือพายุ เป็นต้น ลักษณะความแตกต่างของหินในบริเวณชายฝั่งนี้เองที่อาจจะทำให้เกิดลักษณะทางกายภาพที่แสดงให้เห็นถึงการกัดเซาะจากตัวการทางกายภาพดังกล่าว เช่น รอยเว้าในหิน (sea notch) ลานหินราบ (platform) เกาะหินโค้ง (sea stack) ชุ้มหินโค้งชายฝั่ง (sea arch) เป็นต้น นอกจากนี้หลักฐานทางธรณีสัณฐานที่จะเป็นตัวช่วยบอกการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล ได้แก่ แนวสันดอนทรายเก่า (old sand barrier) แนวสันทราย (beach ridges) แนวสันทรายเก่า (relict strandlines) ที่ถูกรานน้ำขึ้นถึงเก่า (former tidal flat) เป็นต้น

## (2) หลักฐานทางชีววิทยาและบรรพชีวินวิทยา

ซากของสิ่งมีชีวิตต่างๆ ที่ตายทับถมตัวอยู่ในชั้นตะกอนชายฝั่งที่พบในลักษณะการตายในตำแหน่งเดียวกับขณะที่มีชีวิตร่อนอยู่บนน้ำเป็นหลักฐานทางชีววิทยาที่สำคัญที่จะสามารถบ่งบอกสภาวะแวดล้อมขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอนหรือขณะที่สิ่งมีชีวิตนั้นๆ ดำรงชีวิตร่อนอยู่ได้ ซากของสิ่งมีชีวิตที่พบในประเทศไทย ได้แก่ ซากไม้ป่าชายเลน ซากละอองเรณู ซากหอย เพรียง ปู เป็นต้น ซากสิ่งมีชีวิตเหล่านี้เมื่อนำไปหาอายุจะสามารถบอกถึงระยะเวลาที่สิ่งมีชีวิตต่างๆ อาศัยอยู่ได้ อย่างไรก็ตาม การที่จะบอกถึงระดับน้ำทะเลท่วมขึ้นมานั้นจะต้องคำนึงด้วยว่า ซากสิ่งมีชีวิตต่างๆ ที่นำมากำหนดอายุสะสมตัวอยู่ในระดับความลึกเท่าไร ซึ่งตรงจุดนี้เอง หลายๆ งานวิจัยไม่ได้คำนึงถึงจึงทำให้เกิดความผิดพลาดในเรื่องของการลากขอบเขตแนวชายฝั่งทะเลโบราณได้

## (3) หลักฐานทางโบราณคดี

การขุดค้นพบซากเรือ สมอเรือและเสากระโดงเรือ ตลอดจนเครื่องใช้ต่างๆ ในชุมชนโบราณหลายๆ แห่งได้ถูกนำมาอธิบายการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในอดีตเช่นกัน เช่น จากการศึกษาแนวชายฝั่งทะเลโบราณจากรูปถ่ายทางอากาศในพื้นที่ที่ราบภาคกลาง พบว่า ตำแหน่งที่ตั้งเมืองโบราณประมาณ 20 เมือง พบในระดับความสูง 3.5-4 เมตร เป็นเมืองในสมัยทวารวดี (Supajanya ปี ค.ศ. 1981) การเทียบเคียงทางโบราณคดีจัดได้ว่าเป็นการได้มาซึ่งอายุสัมพัทธ์ (relative age) ซึ่งจะแตกต่างจากอายุสัมบูรณ์ (absolute age) ที่ได้จากกรรมวิธีทางวิทยาศาสตร์ ซึ่งแม้กระทั่งในทางธรณีวิทยาเองการเทียบเคียงก็เป็นสิ่งสำคัญและอาจจะทำให้ได้มาซึ่งอายุโดยประมาณในกรณีที่ไม่สามารถหาวัตถุอื่นๆ มาหาอายุทางวิทยาศาสตร์ได้

## 4. ชนิดของชายฝั่งและชั้นการสะสมตัวของตะกอนชายฝั่งในประเทศไทย

หากตั้งคำถามว่า ทำไมไม่ค่อยพบการสะสมตัวของตะกอนทรายหรือแนวสันทรายในพื้นที่ราบลุ่มภาคกลางหากกล่าวถึงพื้นที่ดังกล่าวเคยเป็นแนวชายฝั่งทะเลมาก่อน ทำไมชายฝั่งทะเลไทยมีความแตกต่างในเรื่องชนิดของตะกอนที่สะสมตัวชายฝั่ง คำตอบที่ดีที่สุดของคำถามข้างต้น ก็คือต้องเริ่มการทำความเข้าใจโดยการจำแนกชนิดชายฝั่งทะเลออกมาก่อน ในประเทศไทยได้เคยมีผู้จำแนกชายฝั่งทะเลไว้ตามชนิดของลักษณะปรากฏของตะกอน (lithofacies) และชนิดของธรณีสัณฐาน (landforms) โดยการกำหนดชนิดชายฝั่งจะเรียกชื่อตามชนิดของตัวการหรือปัจจัยทางสมุทรศาสตร์ (oceanographic factors) เป็น 2 ประเภท คือ (1) ชายฝั่งที่ได้รับอิทธิพลจากคลื่นลมทะเล (wave-dominated coast) ได้แก่ ชายฝั่งที่พบการสะสมตัวของตะกอนขนาดทรายหยาบ เช่น แนวสันดอน

ทราย แนวสันทราย ซึ่งในประเทศไทยพบบริเวณภาคใต้และทางด้านตะวันตกของอ่าวไทย และ (2) ชายฝั่งที่ได้รับอิทธิพลจากน้ำขึ้นน้ำลง (tide-dominated coast) ได้แก่ ชายฝั่งที่พบการสะสมตัวของตะกอนขนาดเล็กละเอียด พวกดินโคลน ในประเทศไทยพบบริเวณภาคตะวันออก เช่น จังหวัด จันทบุรี ตราด และบริเวณปากแม่น้ำเจ้าพระยาหรือที่ราบลุ่มเจ้าพระยาตอนล่าง (Choowong ปี ค.ศ. 2002a) อย่างไรก็ตามจะเห็นว่าในพื้นที่ราบลุ่มเจ้าพระยาตอนบนพบเป็นลักษณะของการสะสมตัว อันเนื่องมาจากการทำงานของทางน้ำผสมกับอิทธิพลของน้ำขึ้นน้ำลง ฉะนั้น อาจจะกล่าวได้ว่า ที่ราบลุ่มเจ้าพระยาตอนบนเคยเป็นชายฝั่งที่ได้รับอิทธิพลจากทางน้ำและน้ำขึ้นน้ำลง (tide- and fluvial-dominated coast) จะเห็นว่าการจำแนกชนิดของชายฝั่งจะมีความสัมพันธ์กับชนิดของตะกอนที่สะสมตัวในบริเวณนั้นๆ ด้วย นอกจากนี้ยังขึ้นอยู่กับปัจจัยทางกายภาพอื่นๆ อีก เช่น ความลาดชันของพื้นผิวที่รองรับตะกอน (substrate gradient) ซึ่งความลาดชันของพื้นผิวรองรับตะกอนนี้จะเป็นตัวช่วยลดความแรงของกระแสคลื่นลมทะเล หากเป็นพื้นที่ที่มีความลาดชันน้อย เช่น ที่ราบภาคกลาง จะไม่ค่อยพบการสะสมตัวของตะกอนขนาดทรายหรือแนวสันทราย หรืออาจจะพบได้ในลักษณะที่เป็นชั้นตะกอนบางแผ่ (tess) กระจัดกระจายในบางพื้นที่ปะปนอยู่กับชั้นตะกอนน้ำกร่อยที่เป็นดินเหนียว หรือดินโคลนสีดำ จะเห็นว่าอิทธิพลของปัจจัยทางสมุทรศาสตร์ เช่น ระดับน้ำขึ้นน้ำลง ทิศทางกระแสคลื่น ในแต่ละพื้นที่ที่มีความแตกต่างกัน เกิดจากการหมุนเวียนของกระแสน้ำ กระแสคลื่นในทิศทางปกติและตรงกันข้ามสลับกัน (normal and reverse circulation) (Choowong ปี ค.ศ. 2002a) ที่เกิดขึ้นในทะเลในแต่ละช่วงเวลา การเปลี่ยนทิศทางการไหลของกระแสน้ำและกระแสคลื่นอย่างฉับพลันจะสามารถทำให้ความสามารถที่น้ำทะเลจะพัดพาตะกอนมาสะสมตัวในบริเวณชายฝั่งได้ในปริมาณที่แตกต่างกันด้วย

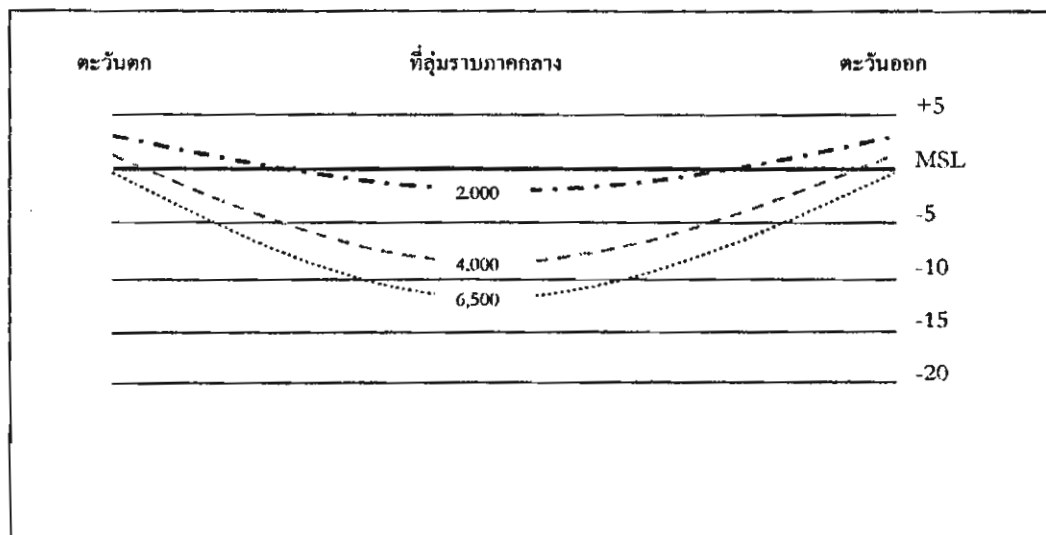
##### 5. แนวคิดใหม่ในการศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลในที่ราบภาคกลาง

เป็นที่ยอมรับกันอย่างกว้างขวางว่า ชั้นตะกอนดินเหนียวกรุงเทพ (Bangkok clay) ครอบคลุมพื้นที่เป็นบริเวณกว้างตลอดที่ราบลุ่มภาคกลางของประเทศไทย ซึ่งชั้นตะกอนดังกล่าวนี้ มีคุณสมบัติทางเคมีเป็นตะกอนน้ำกร่อย กล่าวคือ เกิดจากการสะสมตัวในบริเวณที่เป็นทะเลมาก่อน และมีความหนาแน่นมากในบริเวณที่ใกล้ชายฝั่งทะเลปัจจุบันและความหนาแน่นลดลงไปสิ้นสุดในแผ่นดิน บางนักวิจัยกล่าวว่าไปสิ้นสุดบริเวณจังหวัดอ่างทองหรือบางครั้งพบขึ้นไปถึงจังหวัดสิงห์บุรี นอกจากนี้ ชั้นตะกอนที่รองรับตะกอนดินเหนียวกรุงเทพจะเป็นชั้นตะกอนดินเหนียวแข็งมากปะปนกับทรายสีเหลืองเทา (Bangkok stiff clay) ซึ่งจากลักษณะทางกายภาพพบว่าเป็นชั้นตะกอนที่เกิดจากการพัดพาอันเนื่องมาจากการทำงานของแม่น้ำ จากการหาอายุชั้นตะกอนดังกล่าวได้อายุประมาณ 40,000-50,000 ปี (Nutalaya และ Rau ปี ค.ศ. 1981) ซึ่งเทียบได้กับตอนปลายสมัยไพลสโตซีน (late Pleistocene) อย่างไรก็ตามได้เคยมีการศึกษาชั้นตะกอนดินเหนียวกรุงเทพกันอย่างแพร่หลายรวมถึง

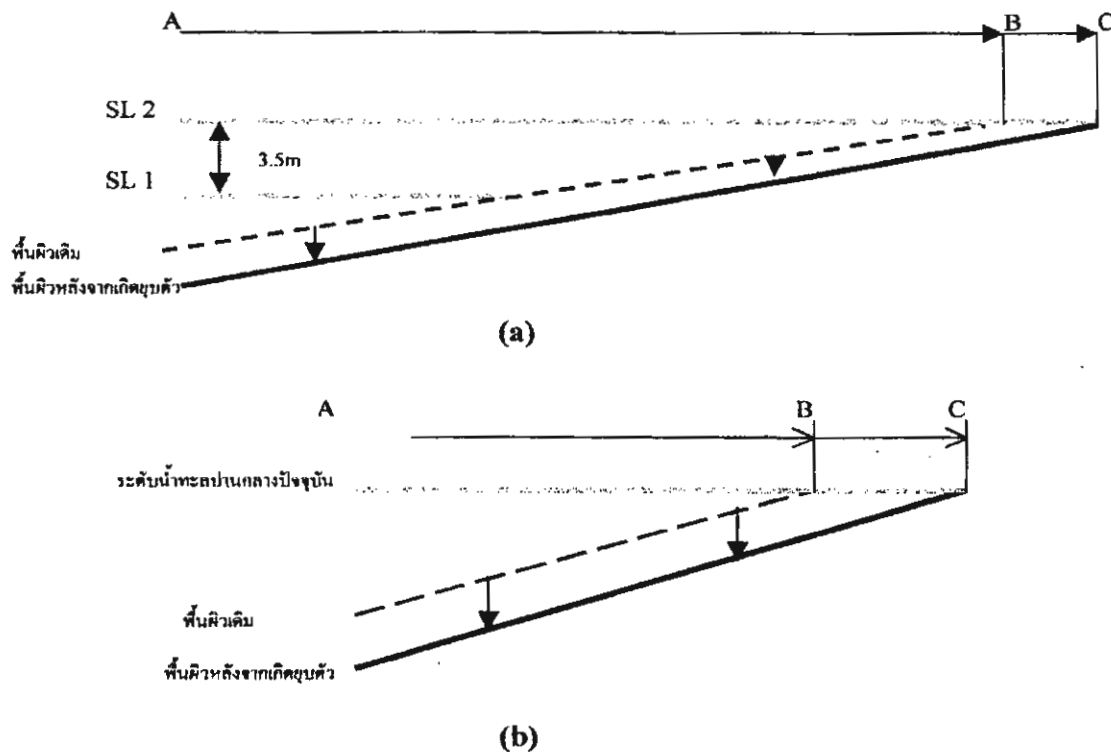
การนำเอาซากบรรพชีวินในชั้นตะกอนดังกล่าวไม่ว่าจะเป็นเศษถ่านไม้ หรือเศษเปลือกหอย ซากปู หรือไดอะตอม ไปศึกษาทางด้านสภาวะแวดล้อมของการสะสมตัวและกำหนดอายุวัตถุดังกล่าว พบว่า เป็นการสะสมตัวของตะกอนทะเลในช่วงสมัยโฮโลซีนในระดับความลึกที่แตกต่างกัน จะเห็นว่า หากนำข้อมูลอายุซากบรรพชีวินและระดับของการสะสมตัวที่พบซากบรรพชีวินเหล่านี้ทั้งจาก บริเวณชายฝั่งทะเลด้านตะวันตก ด้านตะวันออก และที่ราบลุ่มภาคกลางของอ่าวไทยมาหาความสัมพันธ์ดังแสดงในกราฟ (รูปที่ 1) จะพบว่า เส้นที่แสดงอายุเดียวกันของการสะสมตัว (time-line) ไม่ได้เป็นเส้นตรงแต่มีการขยุบตัวลงไปเสมือนแอ่งสะสมตัว ซึ่งลักษณะเส้นอายุดังกล่าวไม่ค่อยเป็นไปตามธรรมชาติของการสะสมตัวของตะกอนเท่าใดนัก การขยุบตัวของเส้นแสดงอายุเดียวกันเกิดขึ้นอย่างมากในพื้นที่ราบลุ่มภาคกลาง ถามว่าอะไรเป็นสาเหตุของปรากฏการณ์ดังกล่าว ผู้เขียนได้ทำการการวิเคราะห์ข้อมูลและพยายามที่จะหาคำตอบก็พบว่ามีความเป็นไปได้ในสองแนวทาง แนวทางแรกคือ อาจเกิดจากการขยุบตัวของตะกอนในพื้นที่ดังกล่าว (Isostatic subsidence) บริเวณที่ราบภาคกลางอันเนื่องมาจากสภาพพื้นที่ที่เป็นแอ่งตะกอนขนาดใหญ่ และอันเนื่องมาจากน้ำหนักของน้ำ (hydro-isostatic subsidence) และน้ำหนักตะกอน (sedimento-isostatic subsidence) ที่สะสมตัวกันและกดทับชั้นตะกอนด้านล่างตลอดเวลาหลังจากเกิดการอัดตัว (compaction) การขยุบตัวนี้ทำให้เกิดขึ้นขณะที่มีการสะสมตัวของตะกอนน้ำกร่อยอย่างต่อเนื่อง (progradation) ในขณะที่ระดับน้ำทะเลมีการเปลี่ยนแปลงลดลงอย่างต่อเนื่อง (regressive sea-level changes) ซึ่งการขยุบตัวนี้เองอาจจะทำให้การรุกของน้ำทะเลเข้าไปได้ไกลกว่าแนวชายฝั่งที่ควรจะเป็นตามปกติ (รูปที่ 2) แนวทางที่สองคือ เกิดจากการยกตัวของแผ่นดินอันเนื่องมาจากการแปรสัณฐานสมัยใหม่ (neo-tectonism) ซึ่งจากงานวิจัยเก่าที่ผ่านมามีผู้รายงานว่ามีการเลื่อนตัวของแผ่นดินสมัยใหม่ (neo-fault) เกิดขึ้นทางด้านตะวันออกของพื้นที่ราบลุ่มภาคกลาง (Thiramongkol ปี ค.ศ. 1986) อย่างไรก็ตามทั้งสองแนวคิดนี้เป็นสมมติฐานใหม่และต้องรอการพิสูจน์ทางธรณีวิทยาชายฝั่งต่อไป

## 6. บทวิเคราะห์แนวชายฝั่งทะเลไทยสมัยโฮโลซีน

หลายท่านคงสงสัยว่าแนวชายฝั่งทะเลไทยสมัยโฮโลซีนอยู่ที่ใดกันแน่ และชายฝั่งทะเลในสมัยนั้นน่าจะเป็นรูปแบบใด ในอดีตที่ผ่านมานักธรณีวิทยาหลายท่านได้พยายามลากขอบเขตของแนวชายฝั่งทะเลสมัยโฮโลซีน เช่น Nutalaya และ Rau (ปี ค.ศ. 1981) Supajanya (ปี ค.ศ. 1981 และ 1983) Somboon (ปี ค.ศ. 1990) เป็นต้น ซึ่งการลากขอบเขตดังกล่าวอยู่บนพื้นฐานของข้อมูลที่แตกต่างกัน อย่างไรก็ตาม ในบทความนี้ผู้เขียนขอแสดงความคิดเห็นและแนวทางการศึกษาชายฝั่งทะเลโบราณสมัยโฮโลซีน โดยจะขอเริ่มจากการวิเคราะห์แนวชายฝั่งทะเลที่เคยมีผู้ศึกษามาแล้วดังกล่าวข้างต้น



- รูปที่ 1. แผนภาพตัดขวางตั้งแต่ด้านตะวันตกผ่านที่ราบลุ่มภาคกลางถึงทางด้านตะวันออกแสดงเส้นแสดงอายุเดียวกัน (time-lines) ของการสะสมตัวของตะกอนในช่วงอายุ 2,000 ปี 4,000 ปี และ 6,500 ปี ที่ได้จากการหาอายุโดยวิธีคาร์บอน 14 จากลักษณะเส้น time-lines พบว่ามีการยุบตัวของชั้นตะกอนต่ำกว่าระดับปกติในบริเวณที่ราบภาคกลางเมื่อเปรียบเทียบกับด้านตะวันตกและด้านตะวันออก ซึ่งการยุบตัวอาจจะเกิดจากน้ำหนักของน้ำทะเลและตะกอนที่กดทับอยู่ด้านบนพื้นทะเลขณะที่มีการท่วมขึ้นและลดระดับลงของน้ำทะเล หรือ อาจจะเกิดจากแปรสัณฐานสมัยใหม่ (neo-tectonism) (ดัดแปลงจาก Choo Wong, ปี ค.ศ. 2002b)



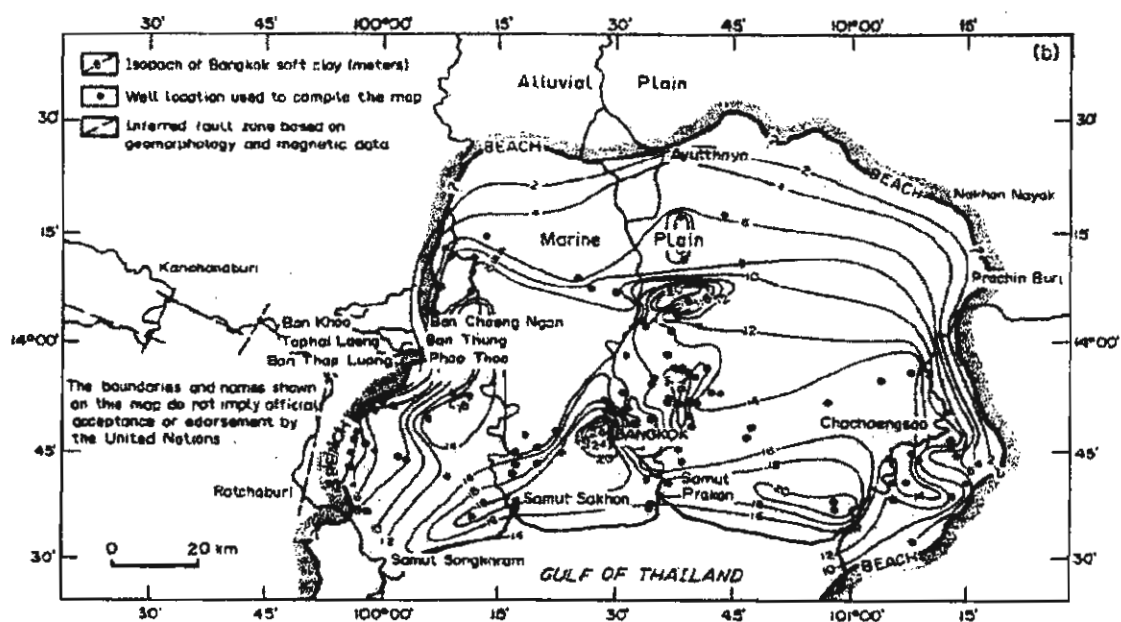
รูปที่ 2. แบบจำลองแสดงการปรับระดับพื้นผิวที่รองรับตะกอนในพื้นที่ลุ่มต่ำชายฝั่งทะเลไทย โดยเฉพาะที่ราบลุ่มต่ำภาคกลาง (รูปบน a) แสดงการท่วมขึ้นมาน้ำทะเลจากระดับ SL1 ถึง SL2 โดยมีระดับการท่วมขึ้นมาประมาณ 3.5 เมตร น้ำหนักของน้ำทะเล (hydro-isostatic subsidence) และน้ำหนักของตะกอนที่ปิดทับอยู่ด้านล่างบนพื้นทะเล (sedimento-isostatic subsidence) อาจจะทำให้เกิดการกดทับและยุบตัวได้ ซึ่งการยุบตัวนี้อาจจะทำให้ระดับน้ำทะเลรุกเข้าไปในแผ่นดินจาก A ไป C แทนที่จะเป็นจาก A ไป B (รูปล่าง b) แสดงผลการยุบตัวในปัจจุบันที่เกิดจากการสูบน้ำใต้ดินไปใช้โดยเฉพาะในเขตที่ราบภาคกลางตอนล่าง ซึ่งอาจจะทำให้เกิดการรุกเข้ามาของน้ำทะเลคล้ายกับกรณีรูปบนได้

(ดัดแปลงจาก Choowong ปี ค.ศ. 2002b)

Nutalaya และ Rau (ปี ค.ศ. 1981) และ Somboon (ปี ค.ศ. 1990) ได้ใช้การเจาะสำรวจชั้นตะกอนและลักษณะตะกอนที่พบเป็นตัวบ่งชี้แนวชายฝั่งทะเลเก่าในช่วงอายุต่างๆ กัน และได้ลากแนวชายฝั่งทะเล ดังแสดงในรูปที่ 3 และรูปที่ 4 ในขณะที่ Supajanya (ปี ค.ศ. 1981 และ 1983) ได้ลากแนวชายฝั่งทะเลสมัยตอนปลายโฮโลซีนจากรูปถ่ายทางอากาศโดยสัมพันธ์กับการตั้งถิ่นฐานชุมชนโบราณสมัยทวารวดี (รูปที่ 5) โดยสรุปไว้ว่า แนวชายฝั่งทะเลดังกล่าวอยู่ที่ระดับความสูง 3.5-4 เมตร จากระดับน้ำทะเลปัจจุบัน นอกจากนี้กลุ่มนักวิจัยล่าสุดที่ได้นำเสนอวิวัฒนาการของธรณีสัณฐานที่เกี่ยวข้องกับแนวชายฝั่งทะเลโบราณของที่ราบภาคกลาง คือ Umitso และคณะ (ปี ค.ศ. 2002) (รูปที่ 6) และ Saito และคณะ (ปี ค.ศ. 2002) (รูปที่ 7) ซึ่งการลากขอบเขตแนวชายฝั่งทั้งหมดมีเหตุผลและอยู่บนพื้นฐานของข้อมูลที่แตกต่างกันทำให้การตีความหมายของแต่ละคณะวิจัยได้ผลสรุปที่แตกต่างกันไปด้วย

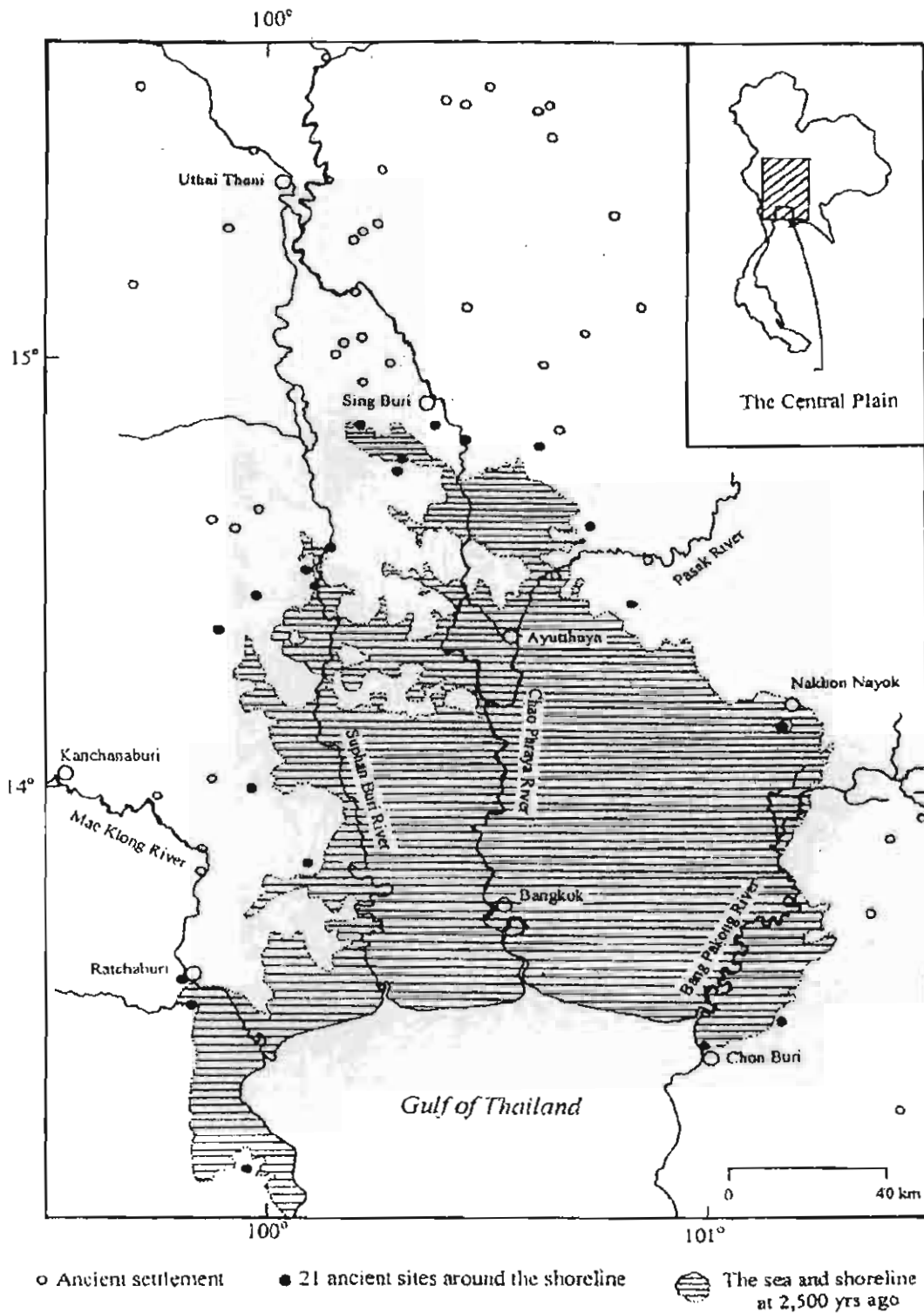
อย่างไรก็ตามในบทความนี้ ผู้เขียนขอนำเสนอแนวทางในการลากขอบเขตแนวชายฝั่งทะเลโบราณโดยเฉพาะชายฝั่งทะเลในสมัยโฮโลซีนตอนปลาย โดยน่าจะเริ่มจากการวิเคราะห์ข้อมูลโทรสัมผัส เช่น การแปลข้อมูลจากรูปถ่ายทางอากาศ รูปถ่ายจากดาวเทียม ก่อนที่จะมีการสำรวจหาหลักฐานทางกายภาพทางธรณีวิทยาและธรณีสัณฐานวิทยา หลักฐานทางชีววิทยาและบรรพชีวินในภาคสนาม (ดังแสดงในหัวข้อที่ 3) ที่แสดงถึงระดับที่น้ำทะเลขึ้นสูงสุดสูงสุดในสมัยโฮโลซีน (Holocene highstand) เมื่อทราบระดับที่แสดงถึงการท่วมขึ้นมาสูงสุดของน้ำทะเลที่แน่นอนแล้วอาจจะสามารถกำหนดแนวชายฝั่งอย่างคร่าวๆ จากการกลับไปตรวจสอบผลการแปลข้อมูลโทรสัมผัสในขณะนี้น้ำทะเลท่วมขึ้นมาสูงสุดได้โดยเฉพาะที่ราบภาคกลางซึ่งเป็นบริเวณที่ค่อนข้างจะกำหนดขอบเขตความสูงของพื้นที่ในอดีตได้ค่อนข้างยากซึ่งทำได้โดยการกำหนดขอบเขตตามระดับความสูงของพื้นที่หรือสภาพภูมิประเทศในปัจจุบัน ซึ่งแนวชายฝั่งที่ได้จะเป็นแนวชายฝั่งโดยประมาณเพราะเราไม่สามารถทราบถึงลักษณะภูมิประเทศในอดีตได้อย่างชัดเจนโดยเฉพาะเมื่อประมาณตอนกลางสมัยโฮโลซีน หลังจากทราบความสูงที่น้ำทะเลท่วมขึ้นมาสูงสุดแล้ว สิ่งต่อมาที่ควรจะทำคือ ต้องสร้างกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงขึ้นลงของระดับน้ำทะเลสัมพันธ์กับช่วงเวลาต่างๆ (sea-level curve) เพื่อให้เห็นวิวัฒนาการการขึ้นลงของระดับน้ำทะเลโดยภาพรวมตั้งแต่ตอนต้นสมัยโฮโลซีนมาจนถึงปัจจุบัน การสร้าง sea-level curve สามารถทำได้จากการนำผลวิเคราะห์อายุของซากชีวิตที่ได้ในระดับความลึกต่างๆ ซึ่งขั้นตอนการเก็บตัวอย่างและการหาอายุจำเป็นต้องมีความระมัดระวังเป็นอย่างมากในเรื่องของค่าความผิดพลาดที่อาจจะเกิดขึ้นได้ในทุกขั้นตอน

ในประเทศไทยกราฟแรก que แสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในสมัยโฮโลซีนสร้างขึ้นโดย Sinsakul และคณะ (ปี ค.ศ. 1985) (รูปที่ 8) และล่าสุด Choowong (ปี ค.ศ. 2002a) ได้สร้างกรอบของกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (รูปที่ 9) จากกราฟของ Sinsakul และคณะ (ปี ค.ศ. 1985) จะเห็นว่าที่ระดับความสูงประมาณ 4-5 เมตรจากระดับน้ำทะเลปัจจุบันเป็นระดับที่น้ำทะเลเคยท่วมขึ้นมาสูงสุดในประเทศไทย ซึ่งเป็นระดับที่แตกต่างจากกราฟที่เสนอโดย Choowong (ปี



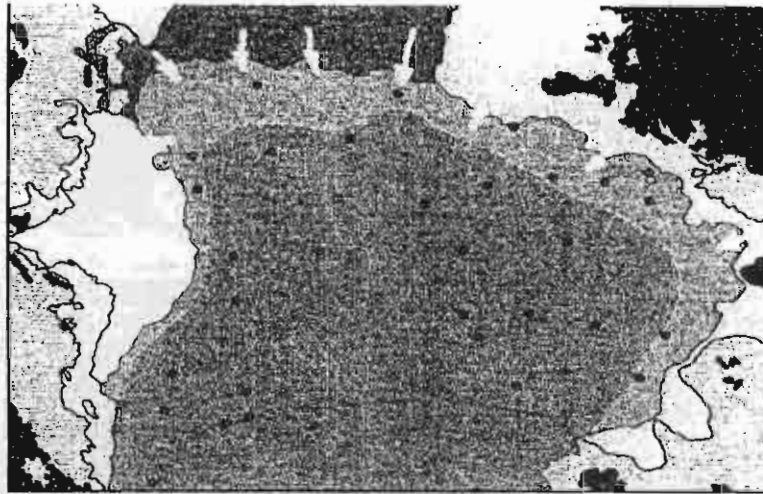
รูปที่ 3 แสดงแนวชายฝั่งทะเลโบราณ (palaeo-shoreline) โดย Nutalaya และ Rau (ปี ค.ศ. 1981)



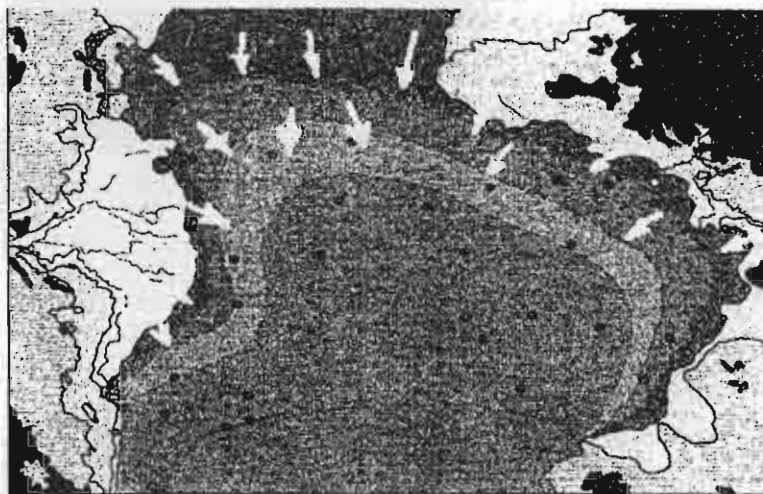


รูปที่ 5 แสดงชายฝั่งทะเลโบราณ (palaeo-shoreline) ประมาณสมัยทวารวดีอยู่ที่ระดับความสูงภูมิประเทศประมาณ 2-3.5 เมตร ที่สัมพันธ์กับการตั้งถิ่นฐานชุมชนโบราณ (คัดแปลงจาก Supajanya ปี ค.ศ. 1981)

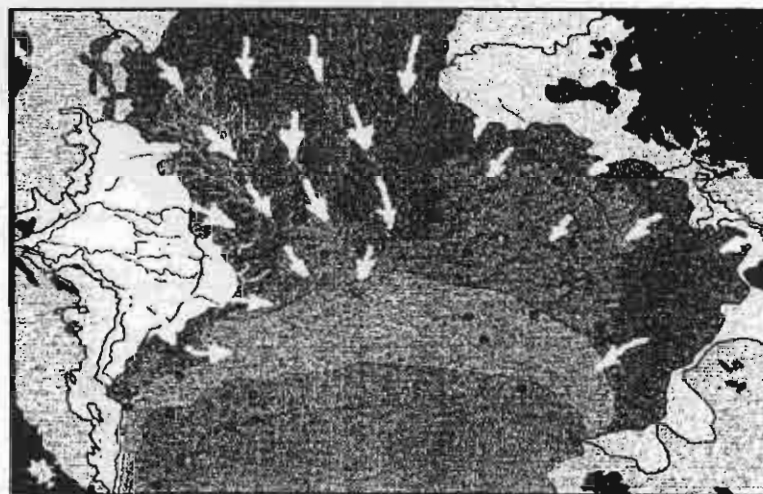
7,000 cal. yr BP



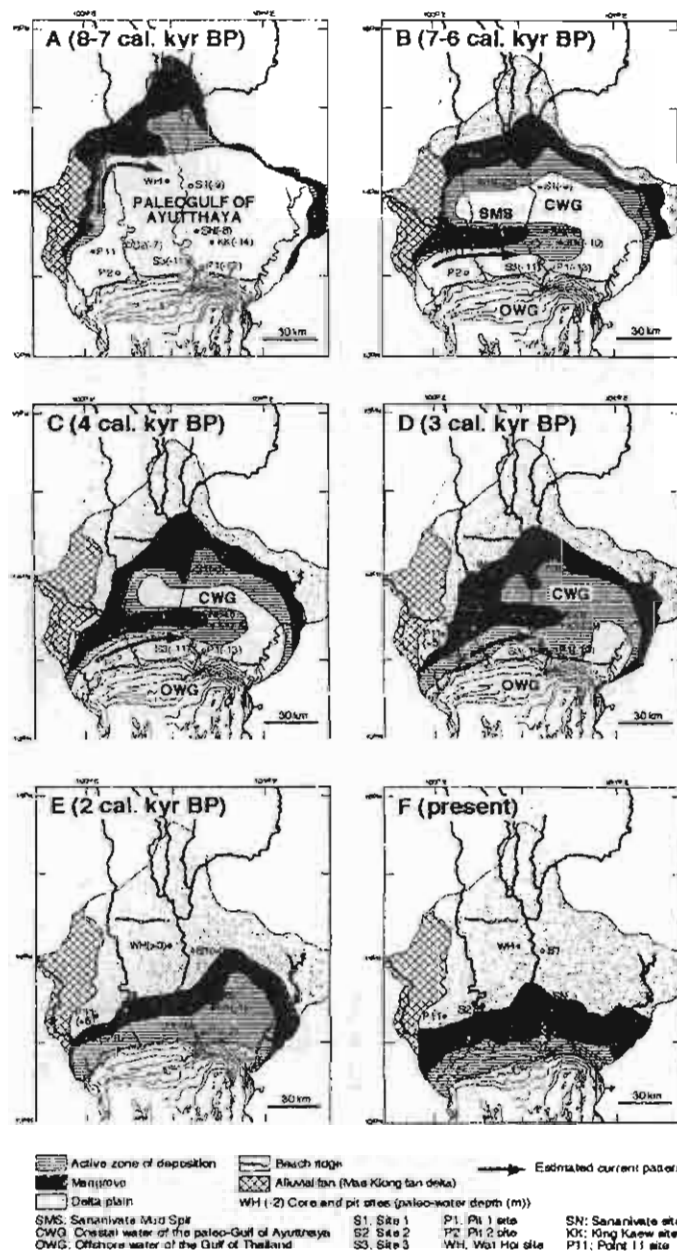
4,000 cal. yr BP



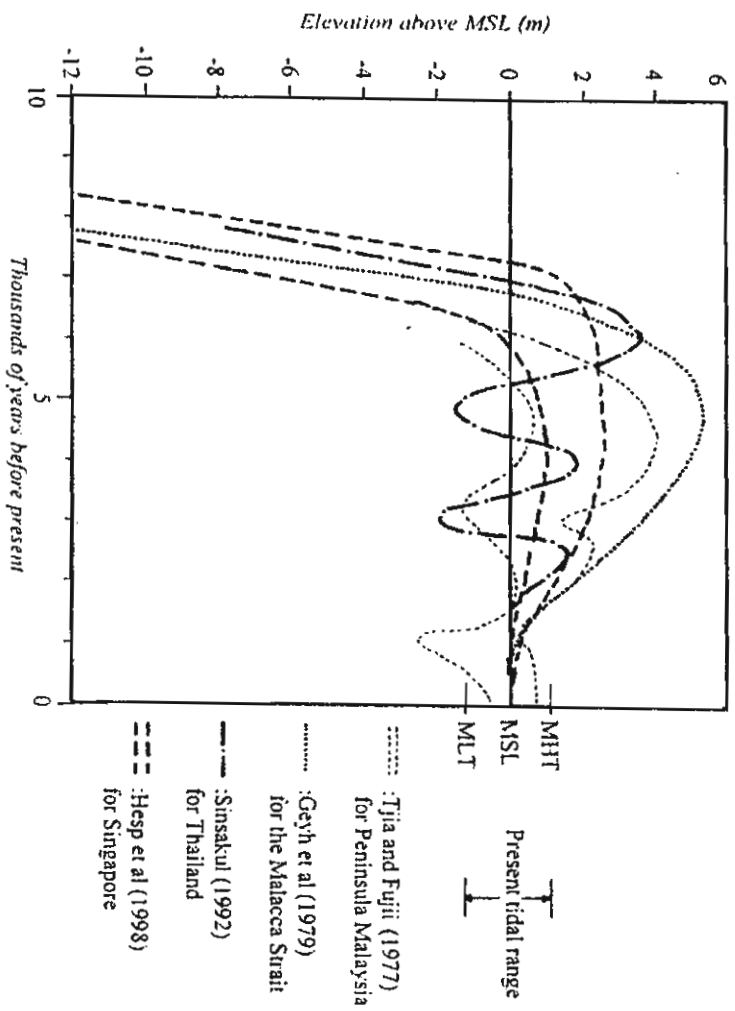
2,000 cal. yr BP



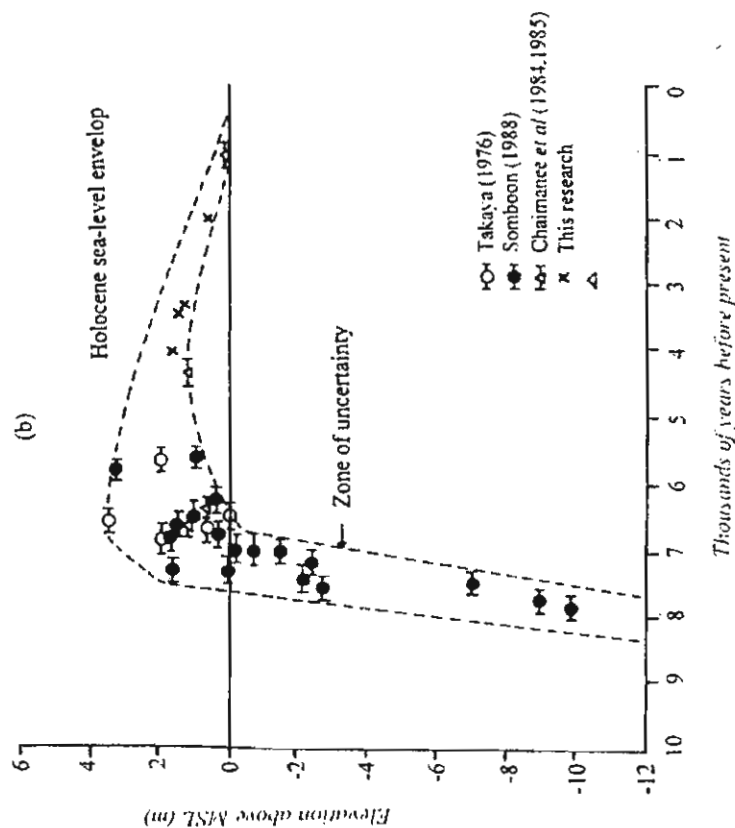
รูปที่ 6 แสดงแนวชายฝั่งทะเล โบราณและวิวัฒนาการธรณีสัณฐานบริเวณที่ราบภาคกลาง (ดัดแปลง  
จาก Umitzu และคณะ ปี ค.ศ. 2002)



รูปที่ 7 แสดงวิวัฒนาการธรณีสัณฐานในสมัยโฮโลซีนบริเวณที่ราบภาคกลาง (ดัดแปลงจาก Saito และคณะ ปี ค.ศ. 2002)



รูปที่ 8 แสดงเส้นกราฟการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (sea-level curve) ของประเทศไทยโดย Sinsakul และคณะ (ปี ค.ศ. 1985) เปรียบเทียบกับกราฟแสดงการเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในประเทศมาเลเซียด้วยมือกลึงได้ (คัดแปลงจาก Choowong ปี ค.ศ. 2002a)



รูปที่ 9 แสดงกรอบเส้นกราฟของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเล (sea-level curve envelop) ในประเทศไทย ซึ่งได้จากการนำค่าอายุที่ได้จากวิธีคาร์บอน 14 จากกราฟจะเห็นว่าน้ำทะเลได้เคยท่วมขึ้นมาสูงสุดที่ระดับความสูงประมาณ 3.5-4 เมตร ในช่วงเวลาประมาณ 6,500 ปีที่ผ่านมา (คัดแปลงจาก Choowong ปี ค.ศ. 2002)

ค.ศ. 2002a) เล็กน้อย อย่างไรก็ตามเมื่อเปรียบเทียบกับกราฟที่ได้จากประเทศในแถบภูมิภาคเอเชียตะวันออกเฉียงใต้พบว่า มีลักษณะของการเปลี่ยนแปลงที่คล้ายคลึงกันและระดับที่น้ำทะเลท่วมขึ้นสูงสุดก็ไม่แตกต่างกันมากนัก

และจากแนวคิดใหม่เรื่องการยุบตัวของตะกอนโดย Choowong (ปี ค.ศ. 2002b) ที่ได้นำเสนอไปแล้วข้างต้นนั้นจะพบว่า การลากขอบเขตแนวชายฝั่งทะเลโบราณในพื้นที่ราบลุ่มภาคกลางอาจจะทำได้ไม่ง่ายนักและควรคำนึงถึงอัตราการยุบตัวของชั้นตะกอนที่อาจจะมีผลสืบเนื่องไปถึงการเปลี่ยนระดับของสภาพภูมิประเทศตั้งแต่อดีตจนถึงปัจจุบันได้ ซึ่งอาจกล่าวโดยสรุปได้ว่า รูปแบบและขอบเขตของแนวชายฝั่งทะเลโบราณในสมัยโฮโลซีนตอนกลางถึงตอนปลายอาจจะไม่เป็นไปตามที่นักวิจัยเก่าๆ ได้นำเสนอมาก็เป็นได้

#### คำขอบคุณ

ขอขอบคุณสำนักงานศิลปากรที่ 2 จังหวัดสุพรรณบุรี ที่ได้เชิญผู้เขียนเป็นวิทยากรในการประชุมสัมมนา เรื่อง ความก้าวหน้าในการศึกษาด้านโบราณคดีและเมืองโบราณในวัฒนธรรมทวารวดี ข้อมูลที่นำมาเผยแพร่ในบทความนี้ส่วนหนึ่งได้มาจากโครงการวิจัยวิวัฒนาการชายฝั่งทะเลไทย สนับสนุนโดยกองทุนรัชดาภิเษกสมโภช จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย สำนักงานกองทุนสนับสนุนการวิจัย (สกว.) และเครื่องมือวิทยาศาสตร์ได้รับความช่วยเหลือจากโครงการวิจัยแห่งชาติด้านการจัดการสิ่งแวดล้อมและของเสียอันตราย และภาควิชาธรณีวิทยา จุฬาลงกรณ์มหาวิทยาลัย

#### เอกสารอ้างอิง

- Chonglakmani, C., Ingavat, R., Piccoli, G., and Robba, E. 1983. The last marine submersion of the Bangkok area in Thailand. *Memorie Di Scienze Geologiche*. Padova Vol. XXXVI, 35-352.
- Choowong, M., 2002a. The geomorphology and assessment of indicators of sea-level changes to study coastal evolution from the Gulf of Thailand. The International Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August 2002, Bangkok, Thailand., pp207-220
- Choowong, M., 2002b. Isostatic models and Holocene relative changes in sea level from the coastal lowland area in the Gulf of Thailand. *Journal of Scientific Research, Chulalongkorn University*, Vol. 27, No. 1, pp. 83-92.

- Hesp. A.P., Hung, C.C., Hilton, M., Ming, C.L., Turner, M.I. 1998. A first tentative Holocene Sea level curve for Singapore. *Journal of Coastal Research*. 14(1), Royal Palm Beach, Florida., 308-314.
- Hoang Ngoc Ky. 1989. The Quaternary Geology of the Mekong Lower Plain and Islands in Southern Vietnam. *Proceedings of the Workshop on Correlation of Quaternary Successions in South, East and Southeast Asia*. November 21-24, 1988. Bangkok, Thailand., 215-242.
- Le Van Cu, Nguyen Dich Dy and Dao Thi Mien. 1989. Stratigraphy of the Pliocene-Quaternary Deposits on the Southeastern Vietnam Continental Shelf and the Mekong Delta. *Proceedings of the Workshop on Correlation of Quaternary Successions in South, East and Southeast Asia*. November 21-24, 1988. Bangkok, Thailand., 243-250.
- Nutalaya, P., and Rau, J.J. 1981. Bangkok: The Sinking Metropolis. *Episodes*. Vol. 1981. No.4., 3-8.
- Saito, Y., Tanabe, S, Sato, Y., Suzuki, Y., 2002. Holocene evolution of the Lower Central Plain of Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, pp. 201-206.
- Sinsakul, S., Sonsuk, M., and Hasting, P.J. 1985. Holocene sea levels in Thailand: evidence and basis for interpretation. *Geol. Soc. Thailand*, 8, 1-12.
- Sinsakul, S. 1992. Review Paper: Evidence of Quaternary sea level changes in the coastal areas of Thailand: a review. *Jour. of SE Asian Earth Sciences*. Vol.7, No. 1, 23-37.
- Somboon, J.R.P., 1990. Geomorphology of the Chao Phraya Delta, Thailand. Unpublished Ph.D Dissertation, Kyoto University, Japan, 86.
- Somboon, J.R.P. and Thiramonkol, N. 1992. Holocene highstand shoreline of the Chao Phraya Delta, Thailand. *Jour. of SE Asian Earth Sciences*. Vol.7, No.1., 53-60.
- Supajanya, T., 1981. Delineation of the regression shorelines in the lower Chao Phraya Plain. *Proceedings of the Seventeenth Session, Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources*, pp. 232-237.

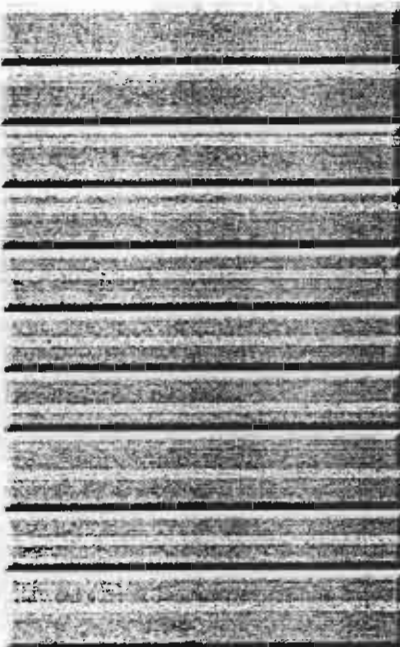
- Supajanya, T., 1983. Tentative correlation of old shorelines around the Gulf of Thailand. First Symposium on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand, October 1983, pp. 96-105.
- Thiramongkol, N. 1983. Geomorphology of the lower Central Plain, Thailand. Third Meeting of the Working Group on Geomorphology and Quaternary Geology of Thailand, Bangkok, Thailand. October 1983, 13-25.
- Thiramongkol, N. 1986. Neotectonism and rate of uplift in the eastern margin of the lower Central Plain of Thailand. *Proceedings of the Workshop on Economic Geology, Tectonics, Sedimentary Processes and Environment of Southeast Asia*, Haad Yai, Thailand, 3-7 February 1986, 3-22.
- Tjia, H.D. 1986. Tectonics, volcanism and sea level changes during the Quaternary in Southeast Asia. In Thiramongkol, N. (ed.), *Proceedings of Workshop on Economic Geology, Tectonics, Sedimentary Processes and Environment of Southeast Asia*, Haad Yai, Thailand, 3-7 February 1986, 3-22.
- Umitsu, M., Tiypairach, S., Chaimanee, N., Kawase, K., 2002. Late Holocene sea-level change and evolution of the Central Plain, Thailand. The Symposium on Geology of Thailand, 26-31 August, 2002, Bangkok, Thailand, pp. 196-200.



สมาคม  
วิทยา

22/06/47 - 16:01:54

## CONTENT



### การประชุมวิชาการวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งประเทศไทย (วทท.) ครั้งที่ 29 20 - 22 ตุลาคม 2546 ณ ศูนย์ประชุมอเนกประสงค์กาญจนาภิเษก มหาวิทยาลัย ขอนแก่น

การประชุมวิชาการวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีแห่งประเทศไทย (วทท.) เป็นการประชุมวิชาการระดับประเทศที่จัดขึ้นทุกปี โดยสมาคมวิทยาศาสตร์แห่งประเทศไทยในพระบรมราชูปถัมภ์ ซึ่งครอบคลุมทุกสาขาวิชาทางด้านวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยี ผู้เข้าร่วมประชุมเป็นนักวิจัยด้านวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีและบุคคล ที่สนใจจากในประเทศและต่างประเทศ จึงเป็นโอกาสพิเศษ สำหรับบุคลากรทางวิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีจากทั่วประเทศจะได้แลกเปลี่ยนความคิดเห็นและประสบการณ์กับนักวิจัย ที่มีชื่อเสียง ระดับชาติและนานาชาติ วทท.29 เป็นการประชุมที่จัดร่วมกับคณะวิทยาศาสตร์ มหาวิทยาลัยขอนแก่น ภายใต้ชื่อการประชุม "วิทยาศาสตร์และเทคโนโลยีเพื่อการพัฒนาท้องถิ่น"

สนับสนุนโดย ...



สำนักงานพัฒนาวิทยาศาสตร์  
และเทคโนโลยีแห่งชาติ

สำนักงาน  
กองทุน  
สนับสนุน  
การวิจัย

มูลนิธิส่งเสริมวิทยา  
ศาสตร์  
และ  
เทคโนโลยี  
ในพระบรม  
ราชูปถัมภ์

กระทรวงวิทยา  
ศาสตร์และ  
เทคโนโลยี

$$\ln\left(\frac{t_R - t_M}{t_M}\right) = a + bz + \frac{c}{T} + \frac{dz}{T} \quad \text{Eq.1}$$

where  $t_M$  is the gas hold-up time,  $T$  is the absolute temperature,  $z$  is the carbon number of the of fatty acid,  $a$ ,  $b$ ,  $c$  and  $d$  are thermodynamically related constants. Eq.1 is limited to predict the  $t_R$  of fatty acid ester of methyl alcohol. For esters of other alcohols, the 4 numeric constants of Eq. 1 must be re-determined. Thus, it would be very inconvenient in using Eq. 1 to predict the  $t_R$  of natural waxes, which are mixtures of esters of fatty acids and alcohols of different chain length. Eq.1 is expanded to Eq.2, which can be used to predict the  $t_R$  of esters of longer alcohol chain length.

$$\ln\left(\frac{t_R - t_M}{t_M}\right) = a + b_1z_1 + b_2z_2 + \frac{c}{T} + \frac{d_1z_1}{T} + \frac{d_2z_2}{T} \quad \text{Eq.2}$$

where, the subscripts 1, and 2 signify the acid and alcohol, respectively.

Eq.2 is used successfully to predict the  $t_R$  of esters long chain fatty acid ( $C_{14}$ - $C_{18}$ ) and alcohols ( $C_{14}$ - $C_{22}$ ) at temperature between 290 – 310 °C, with 5 °C interval. Most of the predicted  $t_R$  values differ from the experimental values of less than 1%. The highest difference is 2.12 %.

#### SC-223P: KINETICS OF AN ENZYME MODEL SYSTEM SHOWING PH OSCILLATIONS

Narin Lawan<sup>1</sup>, Atchara Sirimungkala<sup>1</sup>, Somkiat Srijaranai<sup>1</sup>, and Marcus Hauser<sup>2</sup>,

<sup>1</sup>Department of Chemistry, Faculty of Science, Khon Kaen University, Khon Kaen 40002, Thailand; <sup>2</sup>Abteilung Biophysik, Institut für Experimentelle Physik, Otto-von-Guericke-Universität, Universitätsplatz 2, 39106 Magdeburg, Germany; e-mail address: L. narin@hotmail.com

**Abstract:** Kinetics of an enzyme model system showing pH oscillations (hemin-hydrogen peroxide-sulfite system) have been studied by UV-visible spectroscopic techniques and measurements of the pH values as a function of time. It is found that the reaction of sulfite-hydrogen peroxide is the autocatalytic oxidation of sulfite by hydrogen peroxide. The reactions of hemin-hydrogen peroxide and of hemin-sulfite have been considered as the consecutive reactions. The mechanisms of all reactions have been proposed.

#### SC-224P: GEOLOGICAL EVIDENCE OF SEA-LEVEL CHANGES FROM THE EASTERN THAILAND

Montri Chooowong<sup>a,b</sup>, Veerote Doerck<sup>a</sup>, Punya Charusiri<sup>a</sup>, Non Prapasanon<sup>c</sup>, Withit Chanthasomboon<sup>d</sup> and Rattakorn Songmeung<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Phrayathai Bangkok, 10330, Thailand; e-mail address: <sup>b</sup>mchoowong@chula.com, <sup>c</sup>PTTEP Co., LTD (Public), <sup>d</sup>Trenchless Technology Thailand Co., LTD.

**Abstract:** Study on the changes in sea level during the Holocene epoch from the eastern Thailand is of particular interest in terms of how the changes play a role in controlling the development of the coastal area in this present large tide-dominated coast. The changes in sea level are accepted worldwide to have closely related to the evolution of the coastal plain. In the eastern part of Thailand, there is some geological evidence that will be able to unveil the Holocene sea level changes. The coastal area around Chanthaburi province is, therefore, selected for this investigation. The emphasis was made on the study of landforms in relation to their morpho-stratigraphies. We used remote sensing data, including aerial photographs and Landsat TMS to make the geomorphological map in the first stage. Coring was then designed to study detail stratigraphy, physical properties of coastal sediments, particularly grain-size distribution. As a result, the best geological evidence of the changes in sea level from the eastern Thailand include some spectacular palaeo-landforms; relict strandlines and palaeo-sand spit<sup>1</sup>, which located at about 10 km far away from the present shoreline. Their geographic positions are the indicator of palaeo-shoreline during their depositional period and also indicate the direction of west-east longshore and wave currents. The alignment of relict strandlines and palaeo-sand spit in this coastal plain indicates their formation during the stability of sea level. Due to this coastal area is sheltered by the headlands in the west, the dimension of strandlines can be used to indicate the progradation of the sea during it reached highstand. However, the absolute dating from those landforms has not been reported previously, but the relative age can be referred to the late Pleistocene to early Holocene.

#### SC-225P: THE Ni-SAPO-44 CATALYST FOR METHANOL TO OLEFINS

Saksit Wongkularb, Aticha Chaisuwan\*

Materials Chemistry and Catalysis Research Unit, Department of Chemistry, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand; e-mail: Aticha.C@Chula.ac.th

**Abstract:** Ni-SAPO-44 was studied as a catalyst for conversion of methanol to olefins. Ni-SAPO-44 was hydrothermally synthesized from a gel containing aluminum isopropoxide, phosphoric acid, colloidal silica, nickel nitrate and cyclohexylamine. A pure phase of Ni-SAPO-44 was obtained by controlling of the gel composition and condition for crystallization. Conditions for methanol conversion to olefins were studied. The activities of the catalyst were compared at different contact time and temperatures. Methanol conversion was observed in the range from 93 to 100% and selectivity to formation of a mixture of ethylene and propylene was about 85%. Raising temperature from 450 to 500°C results in an increase of selectivity to ethylene but the propylene selectivity decreases. Amount of coke formed on the catalyst depends on time on stream.

#### SC-226P: SYNTHESIS OF THE MESOPOROUS MATERIAL Fe-SBA-15

Kullatat Suwatpipat, Aticha Chaisuwan\*

หลักฐานทางธรณีวิทยาของการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลจากภาคตะวันออกของประเทศไทย

## GEOLOGICAL EVIDENCE OF SEA-LEVEL CHANGES FROM THE EASTERN THAILAND

มนตรี ชูวงศ์<sup>a,b</sup>, วิโรจน์ คาวฤกษ์<sup>a</sup>, ปัญญา ชารุศิริ<sup>a</sup>, นนท ประภาสโนบล<sup>c</sup>, วิจิต จันทสมบุญ<sup>d</sup> และ รัฐกร สองเมือง<sup>a</sup>

Montri Choo Wong<sup>a,b</sup>, Veerote Doererk<sup>a</sup>, Punya Charusiri<sup>a</sup>, Non Prapasanobon<sup>c</sup>, Withit Chanthasomboon<sup>d</sup> and Rattakorn Songmeung<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Phrayathai Bangkok, 10330, Thailand; e-mail address: <sup>b</sup>mchoowong@chula.com

<sup>c</sup> PTTEP Co., LTD (Public), <sup>d</sup> Trenchless Technology Thailand Co., LTD.

**บทคัดย่อ:** การศึกษาเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในสมัยโฮโลซีนจากบริเวณภาคตะวันออกของประเทศไทยกำลังเป็นที่สนใจโดยเฉพาะในเชิงการค้นหาคำตอบที่ว่า การเปลี่ยนแปลงดังกล่าวมีอิทธิพลต่อการควบคุมวิวัฒนาการของชายฝั่งที่เป็นชายฝั่งที่ได้รับอิทธิพลจากน้ำขึ้นน้ำลงบริเวณนี้ การศึกษาการเปลี่ยนแปลงระดับน้ำทะเลเป็นที่ยอมรับกันอย่างแพร่หลายในสากลว่ามีความสัมพันธ์อย่างใกล้ชิดกับวิวัฒนาการชายฝั่งทะเล ในพื้นที่ภาคตะวันออกของประเทศไทยพบว่ามีหลักฐานทางธรณีวิทยาบางอย่างที่สามารถเป็นตัวบ่งชี้การเปลี่ยนแปลงของระดับน้ำทะเลในสมัยโฮโลซีน ดังนั้น ในการศึกษาครั้งนี้พื้นที่ชายฝั่งทะเลจังหวัดจันทบุรีได้ถูกเลือกเป็นพื้นที่ศึกษา โดยมุ่งเน้นการศึกษารณีฐานที่สัมพันธ์กับการสะสมตัวของตะกอน เราได้ใช้ข้อมูลโทรสัมผัสประกอบด้วยรูปถ่ายทางอากาศและภาพถ่ายเทียมสำรวจทรัพยากรในการสร้างแผนที่ธรณีฐานวิทยา นอกจากนี้ยังมีการเจาะสำรวจชั้นตะกอนเพื่อศึกษารายละเอียดของการลำดับชั้นตะกอนและคุณสมบัติทางกายภาพ โดยเฉพาะการกระจายตัวของขนาดตะกอนชายฝั่ง หลักฐานทางธรณีวิทยาที่ดีที่สุดที่พบประกอบด้วยธรณีฐานในอดีต ได้แก่ แนวสันทรายเก่า และสันดอนจอยเก่า ซึ่งพบอยู่ห่างจากชายฝั่งปัจจุบันประมาณ 10 กิโลเมตร ตำแหน่งที่พบธรณีฐานดังกล่าวจะใช้เป็นตัวบ่งชี้แนวชายฝั่งโบราณในช่วงที่ตะกอนสะสมตัวและบอกถึงทิศทางการพัดพาของกระแสน้ำและคลื่นในขณะนั้นว่าอยู่ในทิศตะวันตกไปทางทิศตะวันออก แนวการวางตัวของสันทรายเดิมและสันดอนจอยเดิมบ่งบอกว่าเป็นการสะสมตัวในช่วงที่น้ำทะเลคงที่ และเนื่องจากพื้นที่ชายฝั่งทะเลบริเวณนี้ถูกปิดล้อมด้วยเทือกเขาชายฝั่งซึ่งแนวการวางตัวของสันทรายเดิมจะบอกถึงทิศทางการพัดพาของชายฝั่งหลังจากที่ระดับน้ำทะเลขึ้นถึงระดับสูงสุด อย่างไรก็ตาม ยังไม่มีการกำหนดอายุธรณีฐานที่แน่นอนแต่จากการเทียบสัมพันธ์พบว่า น่าจะมีอายุอยู่ในช่วงตอนปลายสมัยไพลสโตซีนจนถึงสมัยโฮโลซีนตอนต้น

**Abstract:** Study on the changes in sea level during the Holocene epoch from the eastern Thailand is of particular interest in terms of how the changes play a role in controlling the development of the coastal area in this present large tide-dominated coast. The changes in sea level are accepted worldwide to have closely related to the evolution of the coastal plain. In the eastern part of Thailand, there is some geological evidence that will be able to unveil the Holocene sea level changes. The coastal area around Chanthaburi province is, therefore, selected for this investigation. The emphasis was made on the study of landforms in relation to their morpho-stratigraphies. We used remote sensing data, including aerial photographs and Landsat TM5 to make the geomorphological map in the first stage. Coring was then designed to study detail stratigraphy, physical properties of coastal sediments, particularly grain-size, distribution. As a result, the best geological evidence of the changes in sea level from the eastern Thailand include some spectacular palaeo-landforms; relict strandlines and palaeo-sand spit, which located at about 10 km far away from the present shoreline. Their geographic positions are the indicator of palaeo-shoreline during their depositional period and also indicate the direction of west-east longshore and wave currents. The alignment of relict strandlines and palaeo-sand spit in this coastal plain indicates their formation during the stability of sea level. Due to this coastal area is sheltered by the headlands in the west, the dimension of strandlines can be used to indicate the progradation of the sea during it reached highstand. However, the absolute dating from those landforms has not been reported previously, but the relative age can be referred to the late Pleistocene to early Holocene.

**Methodology:** 1) Interpretation of aerial photographs and satellite images. The interpretation was made by using mirror stereoscope and air-photos with strip no. 51 (4847-4860), no. 50 (4870-4872), no. 49 (3470-3482), no.48 (3434-3447), no. 47 (3386-3397), no. 46 (3362-3351) and no. 45 (3271-3262), 2) Coring by using hand auger and Clement Sediment Corer with total 30 drill holes, 3) Study grain-size distribution. Sieve analysis was carried out by using meshes no. 10, 35,40,45,60,120,230 (ASTM), 4) Analysis and discussion. Geological models, fence diagram and geological cross-sections showing stratigraphic correlation were made, and 5) Evolutional models showing relationship among periods of deposition of coastal landforms was also conclude.

**Result, Discussion and Conclusion:** Landforms in the area around Chanthaburi province include recent beach ridges, inter-barrier lagoons, sand barriers, estuaries, recent and former tidal flats, relict strandlines and palaeo-sand spit. The analysis of coastal sediments was carried out from beach ridges, barriers, relict strandlines and palaeo-sand spit. As a result, grain size of sediments from those landforms shows the range of mean value at 0.164 to 2.538, range of standard deviation of -0.211 to 0.288, range of sorting of 0.8 to 2.675 and range of kurtosis of 0.527 to 1.813 (Prapasanobon, 2002; Chanthasomboon, 2002). These statistic parameters indicate palaeo-environment of deposition of lake dune, beaches (foreshore) commonly occur on shallow marine shelf. From those results, we divided the evolution of the coastal landforms from their morpho-stratigraphies evidence into 6 stages, including 1) the beginning of sand spits and relict strandlines, 2) the growth of sand spits and relict strandlines, 3) the end of sand spits and relict strandlines growth, 4) the beginning of tidal flat, 5) the growth of tidal flat and 6) the development of recent tidal flat and estuary. In conclusion, there is the difference in the factor controlling the evolution of coastal landforms in the past comparison to the present conditions. Sand spit and strandlines commonly indicate wave-dominated coast with high wave and longshore currents (Choowong, 2002). This means the oceanographic energy in the past, particularly during the formation of sand spit and strandlines was much stronger than the present condition (tide-dominated coast). This maybe leads to the final conclusion that the shoreline has dramatically changed from wave-dominated coast since the sea level reached highstand to tide-dominated coast during the regression of the sea through the present time.

**Acknowledgements:** This research is partly funded by Ratchadapisek Somphot Foundation, Chulalongkorn University, Thailand Research Fund (TRF project number MRG4680091) and NRC-EHWM, Chulalongkorn University.

#### References:

- 1) Prapasanobon, N., 2002. Palaeo-environments and relict strandlines at Amphoe Khlung, Changwat Chanthaburi, Eastern Thailand. *B.Sc senior project report*, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, 77p. (Unpublished)
- 2) Chanthasomboon, W., 2002. Coastal evolution of Chanthaburi estuary, Chanthaburi province, Thailand by using remote sensing interpretation. *B.Sc. senior project report*, Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, 51p. (Unpublished)
- 3) Choowong, M., 2002. Coastal sedimentary lithofacies and episodic evolution from the eastern part of Thailand. *Journal of Scientific Research*, Chulalongkorn University, Vol. 27 (2), pp. 111-129.

**Key words:** Sand spit, Relict strandline, Chanthaburi, Holocene sea-level changes

International Symposium on the

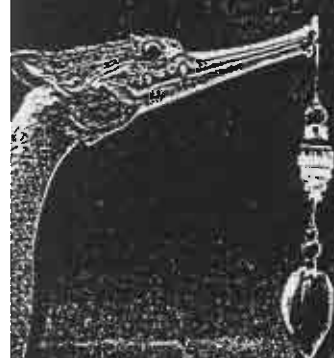
ABSTRACT

# Geologic Evolution of East and Southeast Asia

*Microcontinental accretion and formation of marginal sea -*

*Featuring a celebration in honor of the retirement of  
Professor Shigeki NODA, the leader of JGCP 411*

*8-14 February 2004*



BANGKOK  
THAILAND

International Symposium on the

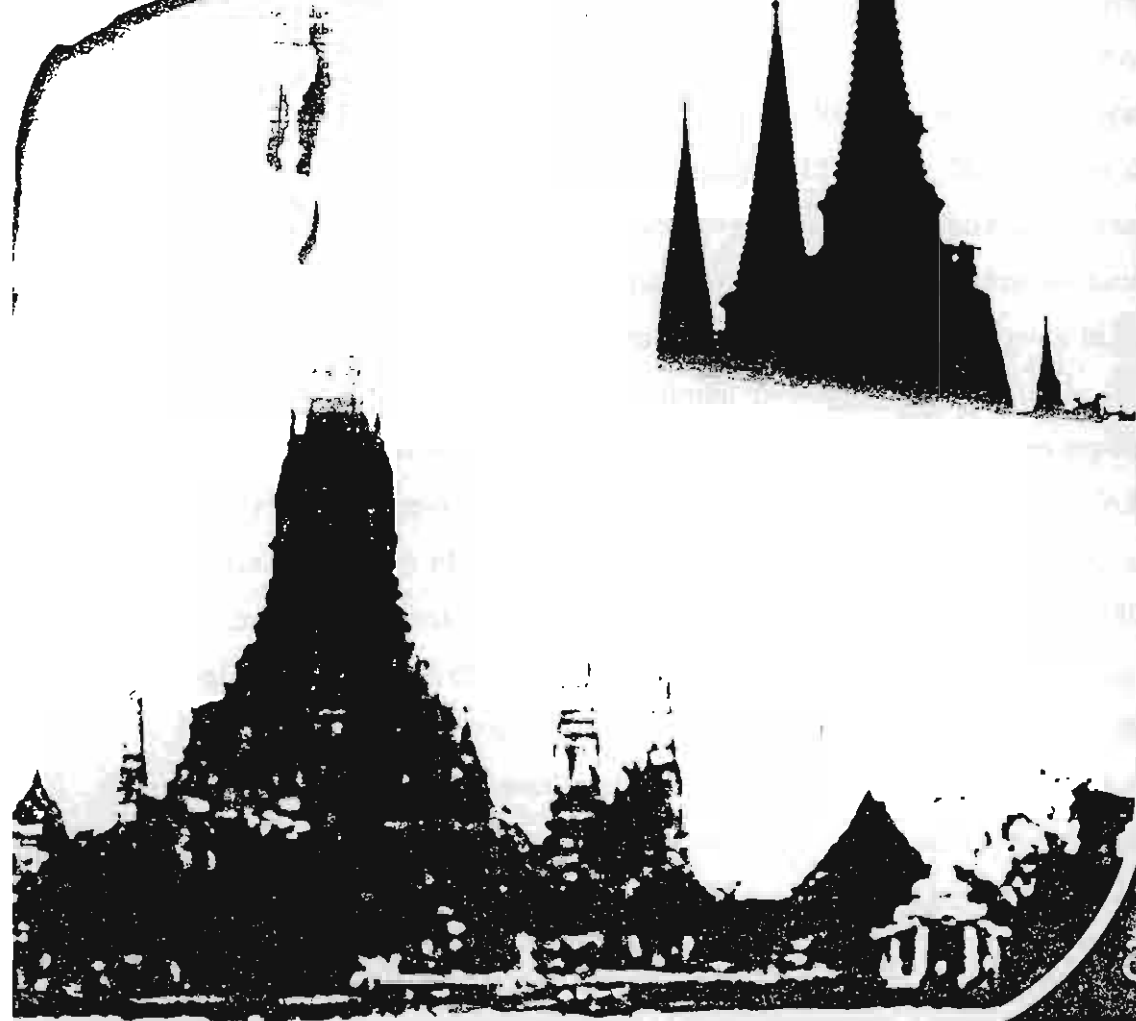
# Geologic Evolution of East and Southeast Asia

Microcontinental accretion and formation of marginal sea -

Featuring a celebration in honor of the retirement of

Professor Shigeki ~~Shige~~ the leader of JGEP 411

8-14 February 2004



FINAL  
CIRCULAR



BANGKOK  
THAILAND

## STRATIGRAPHIC RECORDS IN HOLOCENE COASTAL DEPOSITS FROM THE WESTERN PART OF THE GULF OF THAILAND

CHOOWONG, Montri<sup>1</sup>; UGAI, Hiroaki <sup>2</sup>; CHARUSIRI, Punya<sup>1</sup>; DAORERK, Veerote<sup>1</sup>;  
CHAROENTITIRAT, Titima<sup>1</sup>; SONGMEUNG, Rattakorn<sup>1</sup> & LADACHART, Rottana<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Bangkok 10330, Thailand.

<sup>2</sup>Graduate School of Geosciences, University of Tsukuba, 305-8571, Ibaraki, Japan

<sup>3</sup>Graduate School, NRC-EHWM, Chulalongkorn University, Bangkok, 10330, Thailand

email: mchoowong@chula.ac.th

### ABSTRACT

Biological clues, particularly marine fossils in Holocene coastal deposits from Sam Roi Yod National Park, Prachuap Khiri Khan province, western part of the Gulf of Thailand (GOT) were studied. Detailed systematic biological description and coastal stratigraphy presenting in this work were contributed to unveil the characteristics of sedimentary sequences in association with the history of marine regression. Sedimentary sequences and fossils reveal marine episodes that were deposited mostly under intertidal and estuarine conditions.

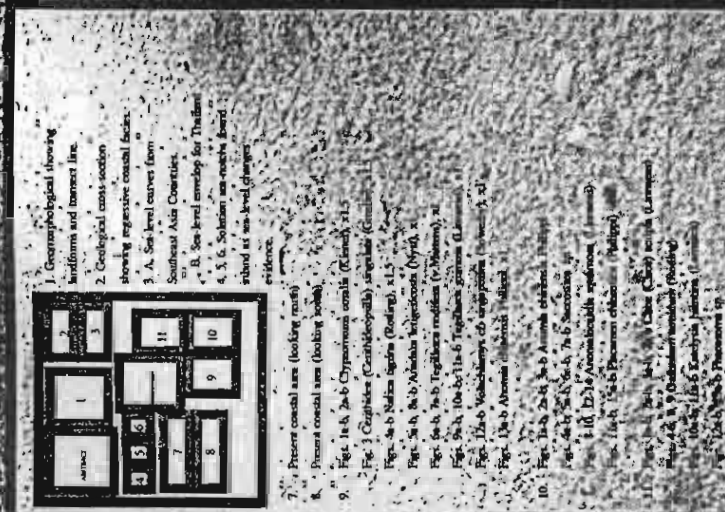
Stratigraphy of coastal deposits from this area close to where we collected marine fossils was constructed. Systematic classification of marine fossils found from the former tidal flat and beach deposits were also carried out. They include *Clypeomorus coralia* (Kiener), *Cerithidea* (*Cerithideopsis*) *singulata* (Gmelin), *Natica tigrina* (Roding), *Anadara setigericosta* (Nyst), *Tegillarca nodifera* (v.Martens), *Tegillarca granosa* (Linnaeus), *Volachlamys* cf. *singaporina* (Sowerby), *Anomia chinensis* Philippi, *Saccostrea* sp., *Anomalocardia squamosa* (Linnaeus), *Placamen chlorotica* (Philippi), *Circe* (*Circe*) *scripta* (Linnaeus), *Gafrarium tunidum* (Roding), *Katelysia hiantina* (Lamarck), and *Phacosoma* sp. All these fauna growth in inter-tidal range and indicate tidal flat environment of deposition.

Dating marine fossils from the western part of the GOT has been reported in the past decades. For instant, marine oysters attached sea notch wall from Sam Roi Yod National Park were determined the age of about 5,500 years BP. In this work, AMS datings of Genus *Circe* Schumacher collected from beach deposit with the age of 4,010±40 and 2,180±40 years BP were confirmed the period of gradual regression of the sea after the mid Holocene.

In conclusion of the work, it can be confirmed based upon sequence stratigraphy and biological evidence that the coastal plain of Sam Roi Yod National Park, the western part of GOT preserves a record of its evolution in association with the middle Holocene sea-level

regression. Biostratigraphy and dating organic matters also reveal that the sea has gradually fallen after the mid Holocene. A level of highstand of the mid Holocene marine transgression on the western coast of the Gulf is approximated from beach ridge topography of about 3.5 m above the present MSL.





This work is funded in part by the Ratchadapisek Somphot Foundation and NRC-EHWM, Chulalongkorn University, Thailand Research Fund (TRF project number MRG460091).

**PALAEOGEOGRAPHY AND ANCIENT SETTLEMENTS: A PRELIMINARY  
INVESTIGATION AT THUNGSETTHI, CHANGWAT PETCHABURI,  
WESTERN THAILAND**

**SILAPANTH, Praon; CHAROENTITIRAT, Titima & CHOOWONG, Montri**

*Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Thailand*

**ABSTRACT**

Thungsetthi, a locality in Changwat Petchaburi reveals its archaeological significance in historical period (7-18 C.E.). According to the discoveries of archaeological evidence, it is assumed that Thungsetthi is situated on one of the ancient communication networks between central and southern regions of Thailand. To understand the relationship between archaeological record and the environment in the past, geoarchaeological techniques have been applied.

The preliminary investigation by using aerial photographs and ground reconnaissance represents that the landscape has changed during the Holocene. The Dvaravati habitation site (7-11 C.E.) at Thungsetthi has been settled on the old sand barrier closed to Permian limestone hills and surrounded by palaeo-channels connecting to the palaeo-shoreline. The progradation of the land during marine regression after the middle Holocene might play a significant role in controlling coastal landforms pattern. The change in direction of palaeo-channels is one of examples. However, the morphological changes of the coastal area have been occurring until the present time. The more detail investigation on coastal stratigraphy will bring insight the boundary of palaeo-shoreline, particularly during the prehistoric period. These palaeo-shoreline and palaeo-landforms support the idea that Thungsetthi seems to have close relation with an important community on the communication route during Dvaravati period.

# Palaeogeography and Ancient Settlements: a Preliminary Investigation at Thungsetthi, Changwat Phetchaburi, Western Thailand

Praon Silapanth, Titima Charoentitrat and Montri Choowong  
Department of Geology, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Thailand

## ABSTRACT

Thungsetthi, a locality in Changwat Phetchaburi reveals its archaeological significance in historical period (7-18 C.E.). According to archaeological evidences, it is assumed that Thungsetthi is situated on one of the ancient communication networks between central and southern regions of Thailand (Fine Arts Department, 2000; Vailbhotama, 1991).

The research aims to analyse the relationship between archaeological record and the palaeoenvironment by using geoarchaeological techniques.

The preliminary investigation by aerial photography and ground reconnaissance reveals the change of landscape during the Holocene. The Dvaravati habitation site (7-11 C.E.) at Thungsetthi had been located on an old sand barrier close to Permian limestone hills and surrounded by palaeo-channels connecting to the palaeo-shoreline. The progradation of the land during marine regression after the mid Holocene might have played a significant role in controlling coastal landform pattern i.e. the change in direction of palaeo-channels. However, the morphological changes of the coastal area have been occurring until the present time. More detailed investigation on coastal stratigraphy will bring some insights about the boundary of palaeo-shoreline, particularly during the prehistoric period. These palaeo-shoreline and palaeo-landforms support the idea that Thungsetthi seemed to have close relation with major communities on this communication route during Dvaravati period.

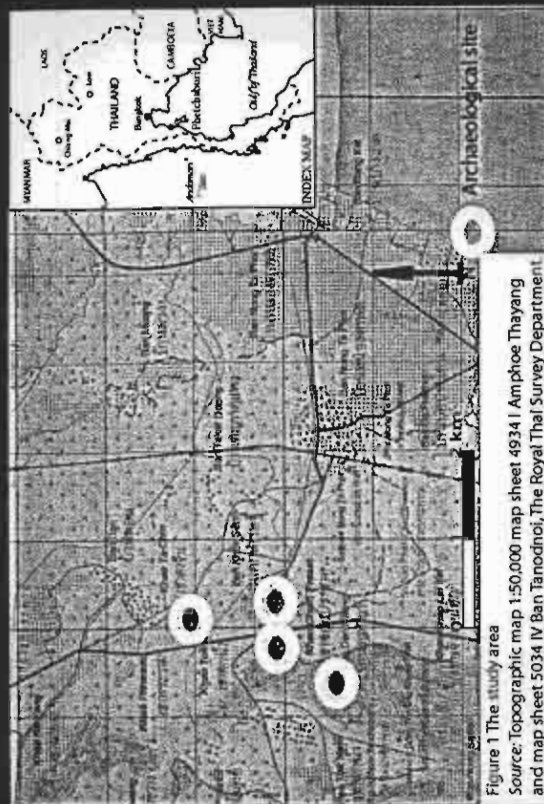


Figure 1 The study area  
Source: Topographic map 1:50,000 map sheet 4934 I Amphoe Thuyang and map sheet 5034 IV Ban Tanodnoi, The Royal Thai Survey Department

## INTRODUCTION

Archaeological evidence found at Thungsetthi, located 4 km. west of Phetchaburi's present shoreline, support the theory that this area was once a major Dvaravati community in western Thailand. Positive geological and environmental factors would have played a major role in human settlement in this region.

## PRELIMINARY INVESTIGATION

Preliminary investigation by aerial photographs and ground reconnaissance reveals a current change in landscape patterns. The evolution of landforms can be preliminary divided into 3 stages (see figure 9). The Dvaravati habitation site (7-11 C.E.) at Thungsetthi had been located on an old sand barrier close to Permian limestone hills and surrounded by palaeo-channels connecting to the palaeo-shoreline of the first stage.

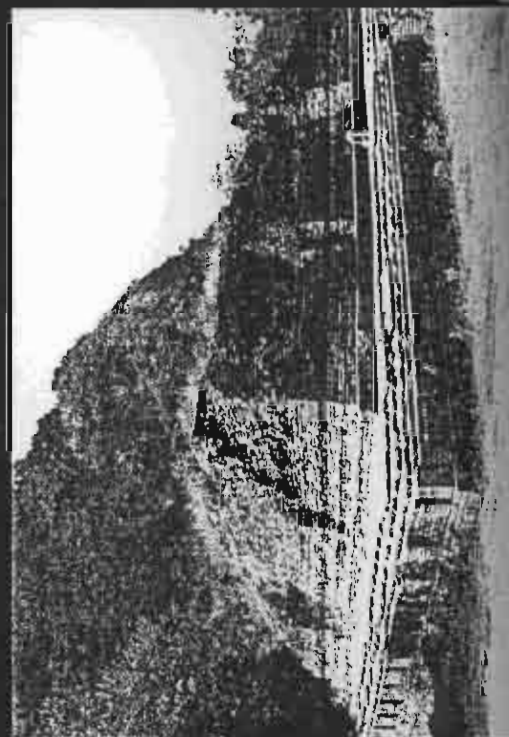


Fig. 2



Figure 2 Dvaravati monument



Figure 3 Stucco decoration from the monument  
Source: Fine Arts Department, 1998.

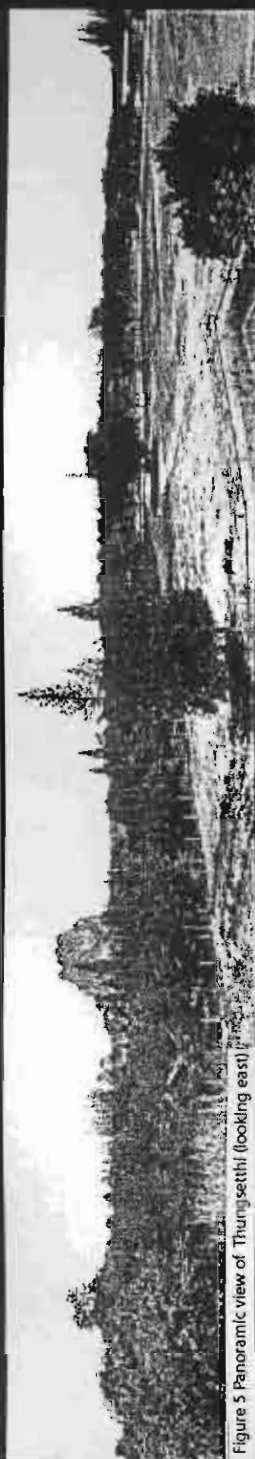


Figure 5 Panoramic view of Thungsethi (looking east)



Figure 6 Panoramic view of Thungsethi (looking west)



Figure 7 Ecofacts found at habitation site

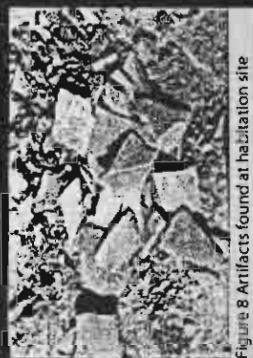


Figure 8 Artifacts found at habitation site



Figure 9 Aerial Photograph of Thungsethi and Landform evolution model

## REFERENCES

- Fine Arts Department, 2000. Thungsethi Dvaravati Monument at Phra Pradaeng, Bangkok Fine Arts Department, in Thai.  
Choochong M., Doornik V., Charnvit P., Chansittikul T., and Sangmanee R. 2003. Late Holocene sea level changes in Thailand. *The Proceedings of the 3rd International Conference on the History of Culture, Suphannahong, Thailand*, 24-25 July 2003, in Thai.  
Vallabhatnam S. 1991. *Phra Pradaeng City of History*. Chulalongkorn University, pp. 17-42.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Department of Geology, Faculty of Sciences, Chulalongkorn University for their support in publishing. Phra Pradaeng Samphat Foundation and FRC-ET (1998) Chulalongkorn University, Thailand Research Fund (TRF Project no. 370-4-000-000), are thanked for providing the funds during field investigation. Thanks are also to Mr. Rattana Lachart for the graphic design.